

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

LA MINÉRALOGIE ET LES CARACTÉRISTIQUES
THERMOHYDRODYNAMIQUES DE SOLS DE LA RÉGION
DE SAINTE-VICTOIRE-DE-SOREL (QUÉBEC)

MÉMOIRE
PRÉSENTÉ
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR
SAMUEL LABERGE

FÉVRIER 2006

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.01-2006). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens particulièrement à remercier tous ceux qui sont intervenus, de près ou de loin, lors de la réalisation de ce projet. Je remercie, à prime abord, mon directeur de maîtrise : Alfred Jaouich de l'Université du Québec à Montréal (UQÀM). Sa supervision adéquate du projet et ses judicieux conseils ont mené à l'accomplissement de ce mémoire. Merci à Denise Fontaine pour son support et son aide lors de différentes analyses faites en laboratoire. Je tiens aussi à remercier Michel Préda, responsable du diffractomètre à rayons X, qui a été fortement impliqué dans la dernière phase du projet visant à caractériser et quantifier la fraction fine. Merci aussi à Raymond Mineau qui fut d'une grande utilité lors des analyses au microscope électronique à balayage. Et finalement, merci à Jacques Péloquin, propriétaire du lot de terre à l'étude.

TABLE DES MATIÈRES

LISTE DES FIGURES	V
LISTE DES TABLEAUX	VI
LISTE DES ABBRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES	VII
LISTE DES SYMBOLES	VIII
RÉSUMÉ	X
ARTICLE	
RÉSUMÉ	2
INTRODUCTION	3
MATÉRIEL ET MÉTHODES	7
Échantillonnage et laboratoire	7
Résistivité électrique	7
Microscopie électronique à balayage	8
Diffraction aux rayons X	10
RÉSULTATS ET ANALYSES	11
Minéralogie et granulométrie	11
Contenu en eau gravimétrique	16
Microscopie électronique à balayage	19
Résistivité électrique	22
Bilan thermique	24
<i>Capacité thermique volumétrique</i>	24
<i>Conductivité thermique</i>	27
<i>Diffusivité thermique</i>	31
CONCLUSIONS	37
REMERCIEMENTS	38
LISTE DE RÉFÉRENCES	39

APPENDICE A	
CONDUCTION THERMIQUE	41
APPENDICE B	
DESCRIPTION DU LOT DE TERRE À L'ÉTUDE	56
APPENDICE C	
FICHE D'ÉCHANTILLONNAGE	65
APPENDICE D	
CARTE D'ÉCHANTILLONNAGE	66
APPENDICE E	
CARTE D'ÉCHANTILLONNAGE AU TERRAMÈTRE	67
APPENDICE F	
MÉTHODOLOGIE D'UTILISATION DU DIFFRACTOMÈTRE À RAYONS X	68
APPENDICE G	
MÉTHODOLOGIE D'UTILISATION DU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE	74
APPENDICE H	
MÉTHODOLOGIE D'UTILISATION DU TERRAMÈTRE	79
APPENDICE I	
DONNÉES QUOTIDIENNES CLIMATIQUES POUR MAI 2003	82
APPENDICE J	
RÉFÉRENCES SUPPLÉMENTAIRES	83

LISTE DES FIGURES

Figure		Page
1	Conductivité thermique en fonction de la teneur en eau dans le sol pour différentes granulométries	6
2	Différenciation minéralogique des particules fines (0-63 microns) des trois échantillons sus-jacents à la nappe phréatique: sites d'étude 1, 2 et 3	15
3	Quantité d'eau gravimétrique et niveaux de saturation en fonction de la profondeur aux trois sites d'échantillonnage	18
4	Photographie prise au microscope électronique à balayage de particules d'un échantillon à l'étude	21
5	Capacité thermique volumétrique en fonction de la profondeur aux trois sites d'échantillonnage	26
6	Conductivité thermique en fonction de la profondeur aux trois sites d'échantillonnage	29
7	Diffusivité thermique en fonction de la profondeur aux trois sites d'échantillonnage	32
8	Pourcentage de la fraction fine mis en relation avec la quantité d'eau gravimétrique, en fonction de la profondeur : site d'étude 1, 2 et 3	36

LISTE DES TABLEAUX

Tableau		Page
1	Résistivité électrique de différentes substances	9
2	Teneur et chaleur spécifique des minéraux nécessaires aux calculs de capacité thermique volumétrique	12
3	Pourcentage de la fraction fine dans les différents échantillons	13
4	Propriétés physiques et minéralogiques nécessaires aux calculs de conductivité thermique	17
5	Géométrie des particules en fonction des classes granulométriques	20
6	Résistivité en fonction de la profondeur à différents sites d'étude	23
7	Densité apparente, granulométrie et composantes de différents échantillons nécessaires aux calculs de capacité thermique volumétrique	25
8	Valeurs des coefficients dépendants du sol nécessaires aux calculs de conductivité thermique	28
9	Valeurs de diffusivité thermique pour les différents échantillons	33

LISTE DES ABBRÉVIATIONS, SIGLES ET ACRONYMES

AIa3	Série de sols loameux de Saint-Aimé
Alb.	Albite
A.m.m	Autres minéraux mineurs
Amp.	Amphibole
Ank.	Ankérite
ASTM	American Society of Testing and Materials
BL3H	Série de sols loameux humifères de Bellevue
Cps	<i>Counts</i> per second
DJC	Degrés-jours de chauffage
DJR	Degrés-jours de réfrigération
DRX	Diffraction aux rayons X
E.G.	Éthylène glycol
F. a.	Feldspaths alcalins
H	Lames chauffées
JS1	Série de sols fins loameux de Joseph
JU1	Série de sols sableux loameux de Saint-Jude
LAMIC	Laboratoire de micromanipulations, microanalyses et cryo-observations
Magn.	Magnétite
MEB	Microscope électronique à balayage
M.O.	Matière organique
MS1	Série de sols sableux fins loameux de Massueville
N	État naturel
PDF	<i>Powder Diffraction Files</i>
pH	Potentiel hydrogène
Pyr.	Pyroxène
Qtz	Quartz
SiLi	Cristal de silicone - lithium

LISTE DES SYMBOLES

A	Coefficient dépendant du sol
AB	Distance entre les deux électrodes émettrices de courant (m)
Ap1	Échantillon de 0 à 5 cm aux trois sites d'étude
Ap2	Échantillon de 5 à 10 cm aux trois sites d'étude
Ap3	Échantillon de 10 à 25 cm aux trois sites d'étude
Ap4	Échantillon de 25 à 30 cm au site d'étude 1
B	Coefficient dépendant du sol
Bg	Échantillon de 25 à 30 cm aux sites d'étude 2 et 3
BCg	Échantillon de 30 à 110 cm au site d'étude 1
C	Coefficient dépendant du sol
Cg	Échantillon de 30 à 110 cm aux sites d'étude 2 et 3
C	Capacité thermique volumétrique ($\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$)
C_a	Capacité thermique volumétrique de l'air ($\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$)
C_e	Capacité thermique volumétrique de l'eau ($\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$)
C_i	Capacités thermiques volumétriques des composantes ($\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$)
C_p	Capacité thermique à pression constante ($\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$)
C_s	Capacité thermique volumétrique des solides ($\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$)
C_T	Chaleur spécifique d'un corps (J K^{-1})
C_v	Capacité thermique à volume constant ($\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}$)
c	Chaleur spécifique ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
c_a	Chaleur spécifique de l'air ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
c_e	Chaleur spécifique de l'eau ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
c_i	Chaleurs spécifiques des composantes ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
c_m	Chaleur spécifique des minéraux ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
c_o	Chaleur spécifique de la matière organique ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
c_s	Chaleur spécifique des solides ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
D	Coefficient dépendant du sol
E	Coefficient dépendant du sol
g_a	Facteur de forme des particules solides : axe a
g_b	Facteur de forme des particules solides : axe b
g_c	Facteur de forme des particules solides : axe c
H	Densité de chaleur spécifique constante ($\text{kJ kg}^{-1} \text{K}^{-1}$)
I	Intensité du courant (A)
J_D	Conduction thermique (W m^{-2})
k_a	Facteur de forme relatif aux particules d'air
k_e	Facteur de forme relatif aux particules d'eau
k_m	Facteur de forme relatif aux particules minérales

l	Longueur de la face d'un volume cubique de sol (cm)
MN	Distance entre les deux électrodes mesurant le courant (m)
m_c	Fraction massique d'argile (%)
N	Nombre de composantes
n	Nombre de composantes
R	Résistivité électrique (Ohm m)
U	Tension du courant (V)
x_0	Volume de la matrice continue (m ³)
x_l	Volume de la substance granulaire (m ³)
x_a	Fraction massique d'air (%)
x_e	Fraction massique de l'eau (%)
x_i	Fractions massiques des composantes (%)
x_m	Fraction massique des minéraux (%)
x_s	Fraction massique des solides (%)
z	Épaisseur (m)
α	Diffusivité thermique (m ² s ⁻¹)
ΔT	Gradient de température (°C)
δQ	Énergie-chaleur (J)
δT	Gradient de température (K)
Σ	Somme des composantes
θ	Angle (°)
θ_l	Température de la face inférieure d'un volume cubique de sol (°C)
θ_2	Température de la face supérieure d'un volume cubique de sol (°C)
θ_g	Eau gravimétrique (%)
θ_v	Eau volumétrique (%)
λ	Conductivité thermique (W m ⁻¹ K ⁻¹)
λ_0	Conductivité thermique de la matrice continue (W m ⁻¹ K ⁻¹)
λ_l	Conductivité thermique de la substance granulaire (W m ⁻¹ K ⁻¹)
λ_a	Conductivité thermique de l'air (W m ⁻¹ K ⁻¹)
λ_e	Conductivité thermique de l'eau (W m ⁻¹ K ⁻¹)
λ_m	Conductivité thermique des minéraux (W m ⁻¹ K ⁻¹)
ρ_b	Densité apparente (g cm ⁻³)
ρ_i	Densités des composantes (g cm ⁻³)
φ_a	Fraction massique de l'air (%)
φ_e	Fraction massique de l'eau (%)
φ_i	Fractions massiques des composantes (%)
φ_m	Fraction massique des minéraux (%)
φ_o	Fraction massique de la matière organique (%)
φ_q	Fraction massique du quartz (%)
φ_{rm}	Fraction massique des minéraux autres que le quartz (%)
φ_s	Fraction massique des solides totaux (%)
∞	Nombre infini

RÉSUMÉ

Afin de déterminer la conduction thermique de sols en climat continental humide, l'étude des paramètres minéralogiques, physiques, physico-chimiques et géophysiques est essentielle. Le diffractomètre à rayons X, le microscope électronique à balayage et le terramètre sont utilisés pour la caractérisation et le calcul de la conduction thermique, soit la capacité volumétrique, la conductivité et la diffusivité thermique. La teneur en eau gravimétrique est la caractéristique qui interfère le plus fortement sur le bilan thermique. La minéralogie, quant à elle, joue deux rôles importants : (1) le quartz, minéral dominant dans la plupart des échantillons, possède une forte conductivité thermique et (2) la minéralogie des particules fines inférieures à 63 microns influencent la perméabilité des sols. L'interaction qui existe entre la température du sol, le contenu en eau et la minéralogie est clairement définie. Un lien direct unit les quantités de vermiculite et d'interstratifiés chlorite-smectite, potentiellement absorbantes, et les quantités d'eau retrouvées dans certains échantillons. Ainsi, la définition du bilan thermohydrodynamique représentatif des sols doit inclure une étude minéralogique.

Mots clés : conduction thermique, sols agricoles, vermiculite, diffraction aux rayons X, microscopie électronique à balayage, résistivité électrique

ARTICLE

LA MINÉRALOGIE ET LES CARACTÉRISTIQUES
THERMOHYDRODYNAMIQUES DE SOLS DE LA RÉGION
DE SAINTE-VICTOIRE-DE-SOREL (QUÉBEC)

JOURNAL SCIENTIFIQUE PROPOSÉ :
CANADIAN JOURNAL OF SOIL SCIENCE

PAR
SAMUEL LABERGE

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

RÉSUMÉ

Afin de déterminer la conduction thermique de sols en climat continental humide, l'étude des paramètres minéralogiques, physiques, physico-chimiques et géophysiques est essentielle. Le diffractomètre à rayons X, le microscope électronique à balayage et le terramètre sont utilisés pour la caractérisation et le calcul de la conduction thermique, soit la capacité volumétrique, la conductivité et la diffusivité thermique. La teneur en eau gravimétrique est la caractéristique qui interfère le plus fortement sur le bilan thermique. La minéralogie, quant à elle, joue deux rôles importants : (1) le quartz, minéral important dans la plupart des échantillons, possède une forte conductivité thermique et (2) la minéralogie des particules fines inférieures à 63 microns influencent la perméabilité des sols. L'interaction qui existe entre la température du sol, le contenu en eau et la minéralogie est clairement définie. Un lien direct unit les quantités de vermiculite et d'interstratifiés chlorite-smectite, potentiellement absorbantes, et les quantités d'eau retrouvées dans certains échantillons. Ainsi, la définition du bilan thermohydrodynamique représentatif des sols doit inclure une étude minéralogique.

Mots clés : conduction thermique, sols agricoles, vermiculite, diffraction aux rayons X, microscope électronique à balayage, résistivité électrique

ABSTRACT

Assessment of mineralogical, physical, physico-chemical, and geophysical parameters is essential in order to determine thermal conduction of soils in humid continental climates. Thermal conduction, as described by the volumetric capacity, conductivity, and thermal diffusivity, can be calculated and characterized using an X-ray diffractometer, a scanning electron microscope, and a terrameter. Gravimetric water content strongly influences thermal balance. Mineralogy also plays two important roles since 1) quartz, an important mineral in most samples, has a strong thermal conduction; and 2) mineralogy of fine particles, smaller than 63 microns, influences permeability of soils. Interactions between soil temperature, water content, and mineralogy are clearly defined. A direct link exists between amounts of vermiculite and interstratified chlorite-smectite, potentially absorbent, and amounts of water found in several samples. Thus, mineralogical analyses must be included to ensure an appropriate definition of thermal conduction representative of soils.

Keywords: thermal conduction, agricultural soils, vermiculite, X-ray powder diffraction, scanning electron microscopy, electrical resistivity

INTRODUCTION

À l'aube d'un réchauffement climatique comminatoire, d'une explosion démographique et d'un développement urbain considérable, l'optimisation des pratiques culturales visant la rentabilisation maximale d'un hectare de terre agricole s'avère vitale. De ce fait, les cultures subissent, depuis quelques années, de grands bouleversements. On cherche davantage à comprendre les réactions physico-chimiques qui interagissent dans le sol afin de favoriser la productivité à court terme sans condamner celle du futur. La compréhension de la thermohydrodynamique des sols, indispensable à une bonne productivité agricole, s'insère dans cette perspective.

La présente étude définit la conduction thermique de sols agricoles de la région de Sainte-Victoire-de-Sorel. Le lot de terre à l'étude (latitude : 45,96; longitude : -73,07) est fractionné par une légère dénivellation marquant la transition entre deux séries de sol distinctes. On y observe une problématique au niveau de la température printanière du sol qui est trop froide, ce qui tend à ralentir la croissance végétale, d'où la baisse de rendement du maïs ou du soya.

La portion du champ de basse topographie, située au nord-ouest, est la zone d'échantillonnage repère où la productivité végétale est bonne et où des températures de sol normales ont été enregistrées. On associe ce lopin à la série de sol loameux de Saint-Aimé (A1a3). En comparaison, le secteur sud-est du champ, en amont de la pente, présente des températures plus froides associées à des baisses de productivité végétale. Celui-ci correspond majoritairement aux sables fins loameux de Joseph (JS1).

L'accroissement de la température du sol au printemps est essentiel à une bonne croissance végétale car elle influence directement l'absorption d'eau et de nutriments. Elle interfère aussi sur le captage d'eau en modifiant la perméabilité de la membrane cellulaire et les activités métaboliques. La température intervient donc à plusieurs stades du développement de la plante.

La température en un point précis du sol est le résultat de deux phénomènes combinés : les échanges d'énergie ponctuels avec l'extérieur ainsi que les processus de transfert de chaleur qui permettent une redistribution de l'énergie thermique. Ces processus de transfert sont contrôlés par les propriétés thermiques spécifiques du sol, des variables dans le temps et dans l'espace. Ces processus de transfert se font par : l'énergie radiative, latente et/ou thermique.

Les énergies latente et radiative étant négligeables dans notre étude, l'énergie thermique demeure la seule source de transfert de chaleur possible. Elle est régie par deux types distincts de phénomènes physiques : la conduction et la convection. La conduction est le processus qui définit le transport de chaleur sans déplacement de matière, donc à travers la partie solide du sol. La convection, quant à elle, s'associe au transport de chaleur par le mouvement des fluides du sol. Elle gère plutôt le transport de chaleur à travers les pores.

La conduction thermique constitue un processus de propagation de chaleur, de proche en proche, par transfert d'énergie d'agitation thermique lors de collisions moléculaires (Musy et Soutter, 1991). Il existe deux propriétés thermiques qui décrivent le procédé de conduction permettant les transferts de chaleur à l'intérieur du corps solide : la conductivité thermique (λ) ainsi que la capacité thermique volumétrique (C). Dans plusieurs ouvrages, on considère le quotient de ces deux termes comme étant synonyme de la diffusivité thermique (α). Elle correspond concrètement au changement de température produit dans une unité volumétrique par une quantité de chaleur qui se propage à l'intérieur de ce volume, en fonction d'une unité de temps. Elle se traduit par l'équation:

$$\alpha = \lambda / C \quad (\text{m}^2 \text{s}^{-1}) \quad (1)$$

La capacité thermique volumétrique d'un sol (C) s'exprime par la somme des chaleurs spécifiques de ses constituants : fractions liquide, solide et gazeuse. Toutefois, il est envisageable de négliger la portion gazeuse étant donné sa faible proportion massique. De plus, la fraction solide regroupe deux ensembles : organique et minéral. Finalement, on peut remplacer l'indice de la fraction massique de l'eau par son contenu gravimétrique équivalent. L'équation résultante est :

$$C = \rho_b (\varphi_o c_o + \varphi_m c_m + \theta_g c_e) \quad (\text{MJ m}^{-3} \text{K}^{-1}) \quad (2)$$

où ρ_b est la densité apparente du sol, φ_o et φ_m sont les fractions massiques respectives de la matière organique et des minéraux. Les c_o et c_m correspondent à leur chaleur spécifique respective. Quant au c_e et au θ_g , ils s'associent à la chaleur spécifique et au contenu gravimétrique de l'eau.

La conductivité thermique est la capacité du sol à transmettre la chaleur. Précisément, c'est la quantité de chaleur qui se propage à travers une unité de surface et de temps, en fonction d'un gradient de température unitaire.

À de faibles teneurs en eau, la phase gazeuse des pores contrôle la conductivité thermique. L'augmentation de la teneur en eau se traduit rapidement par une hausse de la conductivité thermique. Le mince film d'eau qui se juxtapose aux particules permet de les relier les unes aux autres. Plus la quantité d'eau augmente, plus la conductivité est contrôlée par la phase solide (organique et minérale) et cause un ralentissement de la hausse de la conductivité. La transition entre une basse et une haute conductivité survient donc à un faible contenu en eau pour les sables et à un haut contenu en eau pour les sols plus argileux (figure 1).

Campbell a réussi, en 1985, à élaborer une fonction empirique simple, basée sur les travaux de McInnes (1981), qui tenait compte de la teneur en eau. Elle est basée sur l'équation suivante :

$$\lambda = A + B\theta_v - (A - D) \exp(-(C\theta_v)^E) \quad (3)$$

où θ_v est le contenu volumétrique en eau et A , B , C , D et E sont des coefficients dépendants du sol. Ceux-ci ont été définis par Campbell (1985) et sont relatifs à un certain nombre de propriétés citées dans la littérature scientifique.

$$A = \frac{0,57 + 1,73 \varphi_q + 0,93 \varphi_{rm} - 2,8 \varphi_s (1 - \varphi_s)}{1 - 0,74 \varphi_q - 0,49 \varphi_{rm}} \quad (4)$$

$$B = 2,8 \varphi_s \quad (5)$$

$$C = 1 + (2,6 / m_c^{0,5}) \quad (6)$$

$$D = 0,03 + 0,7 \varphi_s^2 \quad (7)$$

$$E = 4 \quad (8)$$

où φ est la fraction volumique de la composante particulaire; q , rm et s représentent respectivement le quartz, les minéraux autres que le quartz et les solides totaux; m_c est la fraction massique d'argile et θ_v est le contenu volumétrique en eau.

Les objectifs de cette étude visent à : (1) déterminer la conduction thermique de différentes parcelles du lot de terre, (2) identifier les propriétés minéralogiques, physiques, physico-chimiques et géophysiques régissant les variations de température dans le sol, et (3) mettre en évidence le lien entre la minéralogie et les différentes propriétés responsables des variations de température.

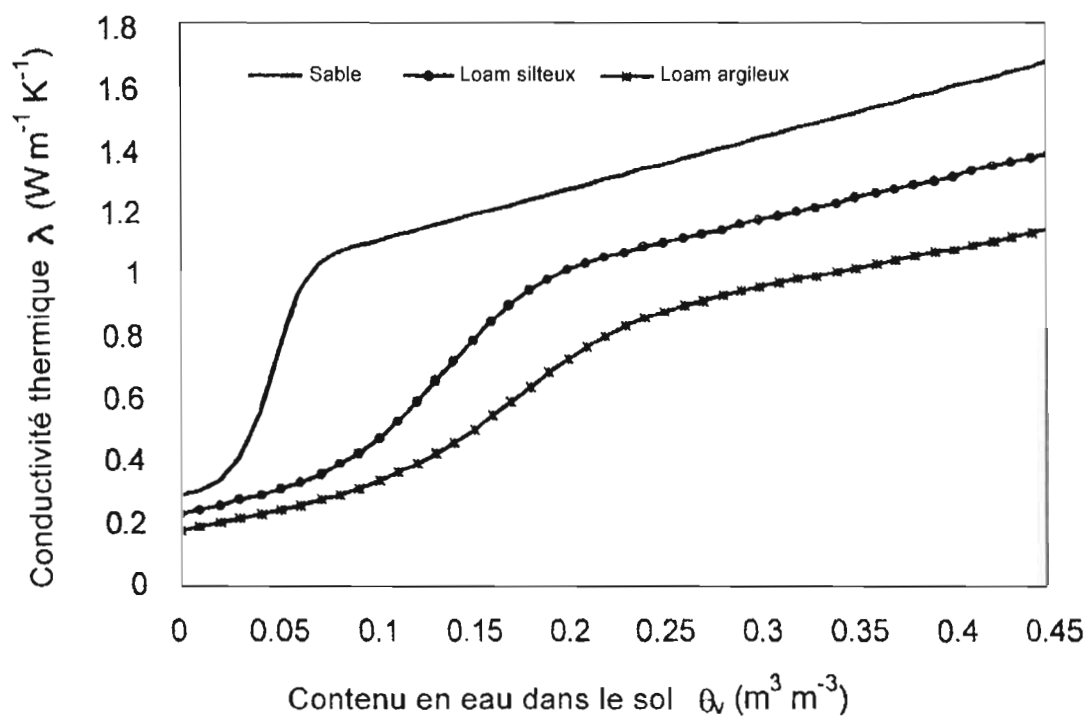


Figure 1. Conductivité thermique en fonction de la teneur en eau dans le sol pour différentes granulométries (Bristow, 2002)

MATÉRIEL ET MÉTHODE

Échantillonnage et laboratoire

Un échantillonnage aléatoire ciblé a été fait le 28 mai 2003 sur un lot de terre de la région de Sainte-Victoire-de-Sorel. Deux zones distinctes ont été prospectées: la zone productive (repère) et celle peu productive.

Le premier site d'étude est situé dans la zone repère et les deuxième et troisième dans la zone problématique. Chacun de ces sites a été excavé sur plus d'un mètre et cinq échantillons ont été prélevés : 0 à 5, 5 à 10, 10 à 25, 25 à 30 et 30 à 110 centimètres. Cet échantillonnage accentue la couche de surface, matrice des processus de germination, et permet l'étude détaillée de ses propriétés minéralogiques, physiques et physico-chimiques. Les échantillons sont conservés selon la norme ASTM D-4220-95 (2000); et leur nomenclature est cohérente avec celle de Lamontagne et Nolin (1990). Au premier site d'étude, les quatre premiers échantillons correspondent à Ap1, Ap2, Ap3 et Ap4. Le cinquième s'associe à BCg. Quant aux sites d'étude 2 et 3, l'échantillonnage correspond à : Ap1, Ap2, Ap3, Bg et Cg.

La teneur en eau de ces échantillons est déterminée en laboratoire. Ceux-ci sont préalablement pesés puis chauffés à $110 \pm 5^{\circ}\text{C}$ dans un four à convection. Les échantillons secs sont ensuite pesés à nouveau afin de déterminer la perte de masse, soit la quantité d'eau absorbée (gravimétrie). Cette méthodologie respecte la norme ASTM D-2216-98 (1998).

Résistivité électrique

La prise de mesures de résistivité électrique s'est faite au printemps 2004, sur le même lot de terre, à l'aide d'un terramètre SAS 1000. L'investigation géophysique a eu lieu l'année suivante afin de constater les effets sur le bilan hydrique global des modifications faites au système de drainage. Deux investigations ont été faites dans la zone repère et trois autres dans la zone problématique.

Dans le cas présent, l'appareil permet de déceler différents niveaux de saturation en eau dans le sol. Les résultats sont semi quantitatifs et traduisent la quantité d'eau en surface et sa saturation progressive en profondeur.

La configuration des électrodes de résistivité est celle de Schlumberger. Elle est la plus adéquate pour une étude ponctuelle verticale. La méthodologie appliquée à cette méthode est décrite par Stadelhofen (1991). Elle consiste à éloigner progressivement les électrodes émettrices de courant (A et B) tout en conservant les électrodes mesurant le potentiel (M et N) près du centre d'analyse. Ainsi, les mesures de résistivité obtenues sont ponctuelles, sous le point central d'analyse, et correspondent en profondeur au huitième de la distance entre A et B.

Si l'échantillon présente une porosité efficace élevée, la conductivité électrique du sol est nécessairement bonne. Cela s'explique par la facilité qu'a le courant à circuler à travers le fluide d'un pore à l'autre. Astier (1971) a répertorié les valeurs de résistivité (ohm.m) d'une grande variété de matériaux (tableau 1).

Microscopie électronique à balayage (MEB)

La géométrie des particules, requise lors des calculs de transfert de chaleur, est déterminée au microscope électronique à balayage (MEB) Toshiba S-2300. Cet appareil fournit rapidement des informations sur la morphologie et la composition chimique d'un objet solide. Il est muni d'une cathode de tungstène et doté d'une chambre d'analyse sous vide permettant l'observation d'échantillons secs, propres et conducteurs.

Au MEB, la méthode de prétraitement est définie par Mineau (2004) et consiste à préparer la surface des échantillons. La surface analysable est de 16 cm^2 (4x4) et l'épaisseur de l'échantillon ne doit pas dépasser un centimètre. La majorité des techniques d'analyse par microscopie électronique à balayage nécessite un échantillon propre et recouvert d'une fine pellicule conductrice d'or, ou d'alliage d'or et platine ou de carbone, afin d'améliorer la conductivité de minéraux qui le sont peu ou pas. Le recouvrement d'or peut être utilisé pour l'analyse des éléments métalliques non précieux. Il absorbe cependant les éléments légers ($Z < 11$), ajoute des pics au spectre (Au) et augmente la dispersion du faisceau primaire sur l'échantillon. Il faut en tenir compte lors des analyses spectrales.

Tableau 1. Résistivité électrique de différentes substances (Astier, 1971)

Eaux ou roches	Résistivité (ohm•m)
Sables et graviers secs	1 000 - 10 000
Sables et graviers imbibés d'eau douce	50 - 500
Sables et graviers imbibés d'eau salée	0,5 - 5
Eau de mer	0,2
Eau de nappes alluviales	10 - 30
Eau de sources	50 - 100
Argiles	2 - 20
Marnes	20 - 100
Calcaires	300 - 10 000
Grès argileux	50 - 300
Grès, quartzites	300 - 10 000
Cinériles, tufs volcaniques	20 - 100
Laves	300 - 10 000
Schistes graphiteux	0,5 - 5
Schistes argileux ou altérés	100 - 300
Schistes sains	300 - 3 000
Gneiss, granite altérés	100 - 1 000
Gneiss, granite sains	1 000 - 10 000

Diffraction aux rayons X

La minéralogie globale ainsi que celle, plus particulière, des particules fines sont définies au diffractomètre à rayons X D5000 de Siemens. Cet appareil fournit des données semi quantitatives des propriétés cristallographiques des minéraux.

Le diffractomètre contient un tube de cobalt diffusant une émission $K\alpha$ de 1,78897 Angstrom. Connaissant la longueur d'onde du rayonnement incident en phase avec le cristal, et sachant que le diffractomètre reconnaît également l'angle 2θ mesuré, la seule inconnue demeure la distance d entre les plans réticulaires. Ceci correspond à une équation à une variable. C'est par l'espace interfoliaire que découle des clés d'identification des argiles et des autres minéraux du sol. Graphiquement, l'intensité des pics est traduite en Cps (*counts* par seconde).

La méthodologie de préparation des échantillons en vue d'obtenir une minéralogie globale consiste en un broyage d'une faible quantité représentative jusqu'à l'obtention d'une poudre très fine (Moore et Reynolds, 1989). Celle-ci est ensuite déposée sur une plaquette et analysée au diffractomètre comme étant une poudre désorientée. Grâce à des logiciels de diffraction tels que Diffrac Plus ou Diffrac AT, l'identification des minéraux présents est possible. Ceci se fait en comparant les spectres obtenus avec les standards fournis par la banque de données *PDF (Powder Diffraction Files)*, mises à jour en 1996 et 2001 (Preda, 2005).

Quant à la méthodologie de préparation des échantillons visant à déterminer la minéralogie des particules fines ($< 63 \mu\text{m}$), la procédure requiert d'isoler préalablement cette fraction. Cette limite inclut donc les minéraux de type argileux pouvant atteindre cette granulométrie (ex. : la vermiculite). Dans un bécher, les sols sont mélangés à environ 300 millilitres d'eau distillée. La solution est agitée pendant environ 20 minutes afin de permettre la mise en suspension complète de la fraction fine. Elle est par la suite transvidée à travers un filtre synthétique de 63 microns placé au-dessus d'un erlenmeyer de 500 millilitres. Celui-ci permet de récupérer la solution de particules inférieures à 63 microns. Cette procédure est répétée trois ou quatre fois et son succès est directement lié à la clarté de la solution sus-jacente aux sols sédimentés. Le contenu retenu par le filtre est transvidé dans un bécher puis pesé après un séchage de 48 heures à 35°C . En connaissant la masse mesurée au départ et celle de la fraction grossière séchée, on peut déduire la fraction résultante inférieure à 63 microns. Subséquemment au séchage, on procède aux manipulations énumérées précédemment afin de déterminer la minéralogie au diffractomètre.

RÉSULTATS ET DISCUSSION

Minéralogie et granulométrie

La minéralogie des échantillons englobe toutes les fractions granulométriques. Les données obtenues sont disponibles dans le tableau 2.

L'albite est le minéral retrouvé en plus grande quantité (35% ou plus) dans chacun des horizons. En second, le quartz et les feldspaths alcalins oscillent entre des valeurs de 5 et 35%. Finalement, l'amphibole atteint des quantités notables (souvent plus de 5%) dans la plupart des échantillons. Au premier site d'étude, les feldspaths alcalins dépassent le quartz en surface (Ap1 et Ap2), tandis que l'inverse est constaté dans les trois échantillons suivants. L'amphibole est même plus abondante que les feldspaths alcalins dans l'échantillon BCg. Au deuxième site d'étude, tous les échantillons ont une quantité de quartz inférieure à celle des feldspaths alcalins, à l'exception de l'échantillon Bg. Dans tous les cas, l'amphibole demeure inférieure à ces deux minéraux. Finalement, la situation au troisième site se compare au précédent. Or, c'est l'échantillon Ap2 qui possède une quantité de quartz nettement supérieure aux feldspaths alcalins. Et dans tous les cas, l'amphibole demeure inférieure aux deux autres minéraux.

Tous les échantillons contiennent une multitude d'autres minéraux. Les plus importants sont : l'ankérite, les micas (biotite et/ou muscovite), la chlorite, la magnétite, les pyroxènes et le groupe des interstratifiés.

Ces légères variations minéralogiques, présentes sur de faibles épaisseurs, confirment la grande variabilité du milieu à l'époque du Proto-Saint-Laurent. Situées dans une région de chenaux anastomosés laissés par la régression du Proto-Saint-Laurent, il est fort probable que ces variations minéralogiques soient directement liées à des remaniements intenses associés aux rapides modifications du régime hydrique de cette époque.

Une deuxième analyse au diffractomètre à rayons X permet de cibler la minéralogie de la fraction fine inférieure à 63 microns. Préalablement, une séparation granulométrique est effectuée afin d'évaluer l'importance de cette fraction fine. Les données du tableau 3 illustrent les quantités de particules fines retrouvées dans chacun des échantillons.

Tableau 2. Teneur et chaleur spécifique des minéraux nécessaires aux calculs de capacité thermique volumétrique

Sites d'étude		Minéralogie (%)								
et horizons		Qtz	Alb.	F.a.	Ank.	Pyr.	Amp.	Micas	Magn.	A.m.m.
1	Ap1	22,66	36,80	27,92	1,40	2,03	3,26	—	—	4,11
	Ap2	17,60	40,57	22,98	0,99	1,94	8,10	—	—	6,01
	Ap3	23,09	45,47	13,55	1,59	2,43	6,94	—	—	5,12
	Ap4	29,98	42,13	7,35	2,41	1,90	4,95	—	—	9,47
	BCg	29,06	35,56	9,25	2,05	2,05	13,67	2,19	1,02	5,15
2	Ap1	15,58	46,85	17,84	1,78	2,69	5,77	—	—	6,30
	Ap2	13,52	46,65	16,75	1,58	1,58	12,76	—	—	3,99
	Ap3	11,49	63,36	15,68	—	1,05	2,09	—	—	3,16
	Bg	21,84	49,72	12,88	1,44	1,52	7,16	—	—	5,31
	Cg	19,07	41,61	24,87	—	1,45	6,92	—	—	6,08
3	Ap1	14,30	41,24	21,57	1,37	1,73	12,23	—	—	4,39
	Ap2	27,08	53,21	6,66	1,39	1,76	2,47	—	—	4,24
	Ap3	22,26	33,64	27,06	1,01	1,25	5,72	—	—	5,89
	Bg	14,61	40,96	34,75	—	—	4,65	—	—	4,90
	Cg	13,48	54,96	19,65	—	—	6,71	—	—	5,20
Chal. spécifique (kJ/kg•K)		0,799	0,816	0,783	0,929	0,854	0,850	0,866	0,653	0,730

Une deuxième analyse au diffractomètre à rayons X permet de cibler la minéralogie de la fraction fine inférieure à 63 microns. Préalablement, une séparation granulométrique est effectuée afin d'évaluer l'importance de cette fraction fine. Les données du tableau 3 illustrent les quantités de particules fines retrouvées dans chacun des échantillons.

Au premier site d'étude, la fraction fine atteint des valeurs de 13,53 et 7,16% à une profondeur de 5 à 25 cm. Les autres échantillons de ce même site exhibent plutôt des taux inférieurs à 4,06%. Au deuxième site, les deux échantillons de surface (0 à 10 cm) contiennent plus de particules fines (> 5,50%). Les échantillons d'une profondeur de plus de 10 cm n'atteignent pas 3,5%, à l'exception de l'échantillon Bg atteignant 8,12%. Finalement, au troisième site, seuls les échantillons pris entre 10 et 30 cm de profondeur contiennent un taux de particules fines supérieur à 3,5%. La teneur des trois autres échantillons est inférieure à cette valeur.

Quant aux données minéralogiques, elles sont interprétées graphiquement en montrant l'intensité de différents minéraux de type argileux (figure 2). On ne présente pas les données minéralogiques des échantillons provenant d'une profondeur excédant 25 cm, car l'influence de la nappe phréatique dissimule les propriétés d'absorption des minéraux.

Les pics des courbes graphiques correspondent à des minéraux distincts ou à des zones de transition (figure 2). La zone entre $5,5$ à $6,5^\circ 2\theta$ correspond à l'espacement interfoliaire de la smectite glycolée. Le pic à $7^\circ 2\theta$, quant à lui, s'associe à la vermiculite. Le pic suivant, aux alentours de $10^\circ 2\theta$, représente les micas, et toute la zone entre ces deux pics est une zone de transition, d'interstratifiés, entre les chlorites et la smectite. Le pic à $12^\circ 2\theta$ correspond à l'amphibole et finalement, le pic à $14,5^\circ 2\theta$: la chlorite. Compte tenu de la nature semi quantitative des données d'intensité, seule l'analyse des courbes prédomine.

L'échantillon Ap1 du premier site d'étude montre une forte quantité globale d'interstratifiés. Les pics de vermiculite, d'amphibole et de chlorite sont très peu développés et on décèle un léger pic de micas. Toutefois, l'épaulement des interstratifiés chlorite-smectite est notable. Les échantillons Ap2 et Ap3, quant à eux, présentent un pic de vermiculite fort et distinct. L'échantillon Ap3 exhibe aussi peu d'interstratifiés mais des pics distincts de micas, d'amphibole et de chlorite.

Tableau 3. Pourcentage de la fraction fine dans les différents échantillons

Sites d'étude et horizons		Pourcentage de la fraction fine (0-63 μm) (%)
1	Ap1	4,06
	Ap2	13,53
	Ap3	7,16
	Ap4	4,04
	BCg	1,81
2	Ap1	5,57
	Ap2	7,30
	Ap3	1,20
	Bg	8,12
	Cg	3,42
3	Ap1	3,13
	Ap2	2,43
	Ap3	3,84
	Bg	6,31
	Cg	2,77

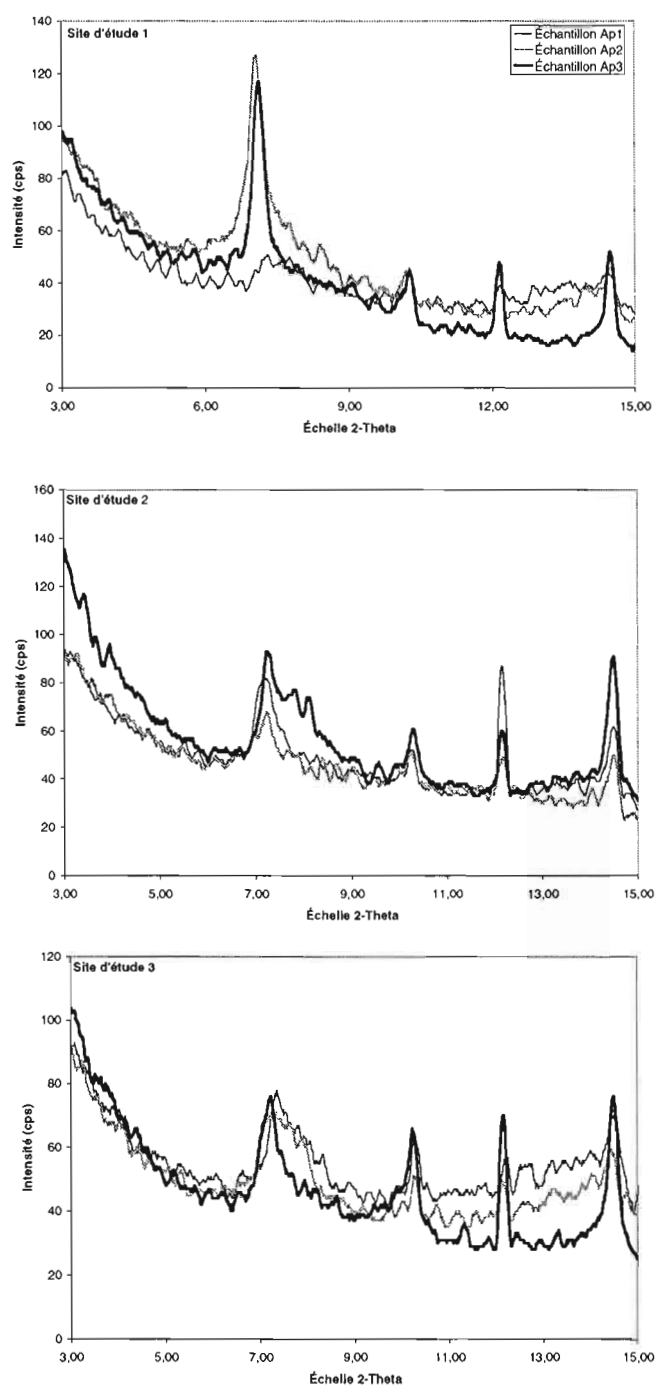


Figure 2. Différenciation minéralogique des particules fines (0-63 microns) des trois échantillons sus-jacents à la nappe phréatique: sites d'étude 1, 2 et 3

Au deuxième site d'étude, les trois échantillons présentent des pics de vermiculite beaucoup moins forts et nets. L'échantillon Ap1 dévoile plutôt un fort pic d'amphibole tandis que l'échantillon Ap3 montre un épaulement d'interstratifiés chlorite-smectite associé au pic fort de chlorite.

Finalement, au troisième site d'étude, à l'instar du précédent, aucun des trois échantillons ne présente de pic de vermiculite développé outre l'échantillon Ap3 qui dévoile un pic faible mais distinct.

Quant aux deux autres, on dénote un épaulement d'interstratifiés chlorite-smectite majeur et une quantité d'interstratifiés de toute sorte apparaissant tout au long de la courbe. L'échantillon A exhibe même des pics distincts de micas, d'amphibole et de chlorite, mais sa contribution en interstratifiés demeure faible.

Contenu en eau gravimétrique

Les teneurs en eau gravimétrique mesurées conformément à la norme ASTM, ainsi que les données relatives à la saturation, sont disponibles dans le tableau 4. Ces valeurs illustrent certaines tendances qui diffèrent légèrement du profil théorique. Normalement, la quantité d'eau augmente en fonction de la profondeur or, dans le cas présent, les trois sites d'étude présentent des fluctuations qui diffèrent de ce profil (figure 3).

Ces fluctuations anormales correspondent à de fortes pluies tombées quelques jours précédant l'échantillonnage. Grâce aux données climatiques qui sont fournies par Environnement Canada, il est possible de connaître les quantités d'eau tombées au mois de mai 2003 à la station météorologique de Sorel située à une vingtaine de kilomètres du lot de terre à l'étude. Des précipitations sont tombées le 24, 25 et 26 mai 2003, soit quelques jours avant l'échantillonnage. Environ 28 millimètres d'eau sont tombés durant ces trois jours. Le profil d'humidité normal du sol est donc bouleversé par ces fortes précipitations, ce qui explique les fluctuations observées dans les courbes.

En rapport avec ces fortes pluies, l'échantillon pris à une profondeur de 5 à 10 cm au premier site contient une forte quantité d'eau (43%) et une sursaturation à 108%. Une différence marquée avec l'échantillon de surface (0 à 5 cm) qui ne contient que 30% d'eau et une saturation à 74%. Néanmoins, la teneur en eau mesurée à une profondeur de 0 à 10 cm est plus élevée qu'entre 10 et 25 cm. Cette

Tableau 4. Propriétés physiques et minéralogiques nécessaires aux calculs de conductivité thermique

Tableau 4. Propriétés physiques et minéralogiques nécessaires aux calculs de conductivité thermique										
Sites d'étude et horizons	Porosité			Niveau de saturation (%)	Fractions volumétriques solides				Fraction massique d'argile (%)	
	(%)	Air (%)	Eau (%)		(%)	Quartz (%)	Aut. min. (%)	M.O. (%)		
1	Ap1	41,73	11,04	30,69	73,54	58,27	12,96	43,18	2,13	12,5
	Ap2	41,73	0,00	43,55	107,69	56,45	9,75	44,65	2,05	12,5
	Ap3	41,73	19,54	22,19	53,18	58,27	13,06	42,45	2,76	12,5
	Ap4	41,73	5,08	36,65	87,83	58,27	17,14	39,00	2,13	12,5
	BCg	47,92	7,63	40,29	84,08	52,08	15,13	36,95	0,00	19,1
2	Ap1	45,92	0,80	45,12	98,26	54,08	8,49	44,27	1,32	17,4
	Ap2	45,92	10,93	34,99	76,20	54,08	7,28	44,91	1,89	18,4
	Ap3	45,92	0,84	45,08	98,17	54,08	6,01	44,62	3,45	17,4
	Bg	34,68	0,00	43,10	142,48	56,90	12,41	44,35	0,14	1,9
	Cg	36,98	0,00	38,85	108,26	61,15	11,66	49,49	0,00	4,3
3	Ap1	45,92	7,20	38,72	84,32	54,08	7,48	43,15	3,45	18,0
	Ap2	45,92	5,68	40,24	87,63	54,08	14,16	36,47	3,45	17,9
	Ap3	45,92	11,67	34,25	74,59	54,08	11,63	38,94	3,51	18,5
	Bg	34,68	0,00	39,69	123,95	60,31	8,80	51,36	0,15	2,0
	Cg	36,98	0,00	49,59	145,50	53,41	7,20	46,21	0,00	4,0

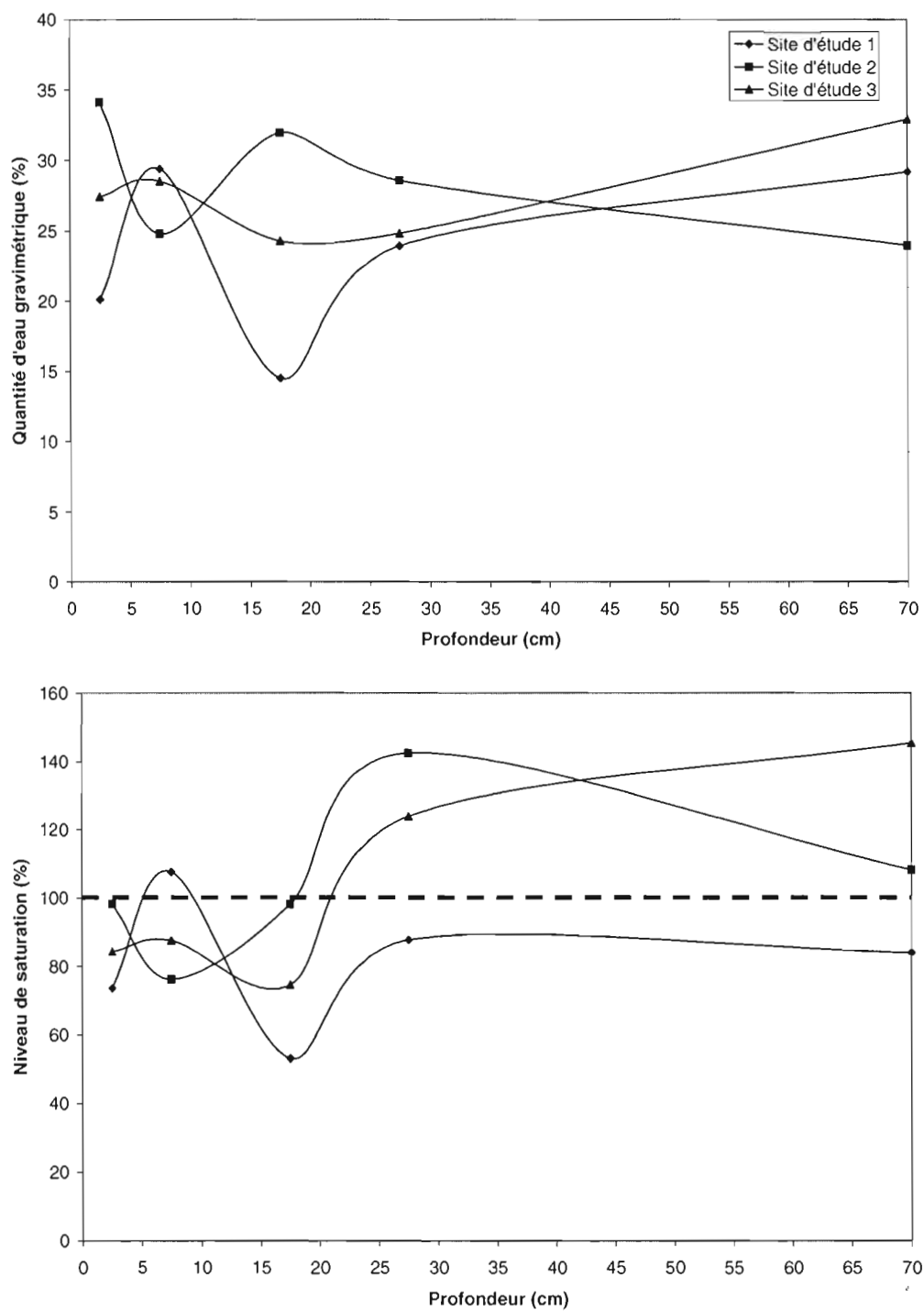


Figure 3. Quantité d'eau gravimétrique et niveaux de saturation en fonction de la profondeur aux trois sites d'échantillonnage

constatation confirme nécessairement la saturation du milieu par les récentes précipitations. Les teneurs augmentent à partir de 25 cm de profondeur, sans toutefois atteindre la saturation (figure 3).

Les données obtenues au premier site d'étude ne correspondent pas à celles obtenues aux deux autres sites problématiques. La forte quantité d'eau qui apparaît entre 5 et 10 cm dans le premier site transparaît en surface dans les deux autres sites, soit entre 0 et 5 cm. Au deuxième site, la surface est saturée à 98% (45% d'eau). Dans l'échantillon sous-jacent (5 à 10 cm), la quantité d'eau chute à 35% et la saturation à 75%. Finalement, au troisième site, les quantités d'eau des deux premiers échantillons (0 à 10 cm) sont comparables : environ 40% et une saturation de 85%. L'échantillon de 10 à 25 cm, quant à lui, ne contient que 34% d'eau et une saturation inférieure à 75%. La perméabilité du site repère et des deux sites problématiques n'est donc pas la même. Au premier, la saturation s'accroît à une profondeur de 5 à 10 cm, comparativement aux deux autres sites où elle atteint son maximum en surface (0 à 5 cm).

En résumé, les données révèlent une problématique de drainage et de ruissellement de surface, car ce sont les échantillons Ap1 en amont de la pente qui possèdent la teneur en eau la plus élevée.

Microscopie électronique à balayage

Cet appareil permet de caractériser la géométrie des grains. Les équations simplifiées de Campbell (1985) sont dérivées des équations de Vries (1963), qui elles étaient relatives à la géométrie des grains. Ainsi, pour que les équations de Campbell prévalent, la géométrie des particules doit être prise en compte.

Le tableau 5 exhibe les diamètres moyen, minimum et maximum, la rugosité et la sphéricité des particules de quatre classes granulométriques différentes : de 250 à 1000, de 106 à 250, de 53 à 106 et de 0 à 53 microns. Les données proviennent des sites d'étude 1 et 3. Or, certaines restrictions au niveau de la préparation des échantillons ont limité nos analyses. Ainsi, au premier site d'étude, la géométrie des grains ayant une granulométrie plus faible que 106 microns n'a pu être analysée.

Les résultats confèrent une forme plutôt sphéroïdale aux grains des différents échantillons (figure 4). Selon Zingg, cité par Boggs (2001), la limite entre une forme sphéroïdale et elliptique correspond à

Tableau 5. Géométrie des particules en fonction des classes granulométriques

Classes granulométriques (μm)	Sites d'étude	Nombre d'échant.	Diamètre moyen (μm)	Diamètre minimum (μm)	Diamètre maximum (μm)	Coefficient de sphéricité
250 - 1 000	1	60	480,79	398,08	552,38	0,722
	3	127	371,07	305,50	429,16	0,712
106 - 250	1	2	176,10	151,55	195,75	0,768
	3	62	194,84	160,42	223,58	0,714
53 - 106	1	0	—	—	—	—
	3	104	73,12	56,92	86,11	0,661
0 - 53	1	0	—	—	—	—
	3	53	40,78	32,11	48,47	0,663

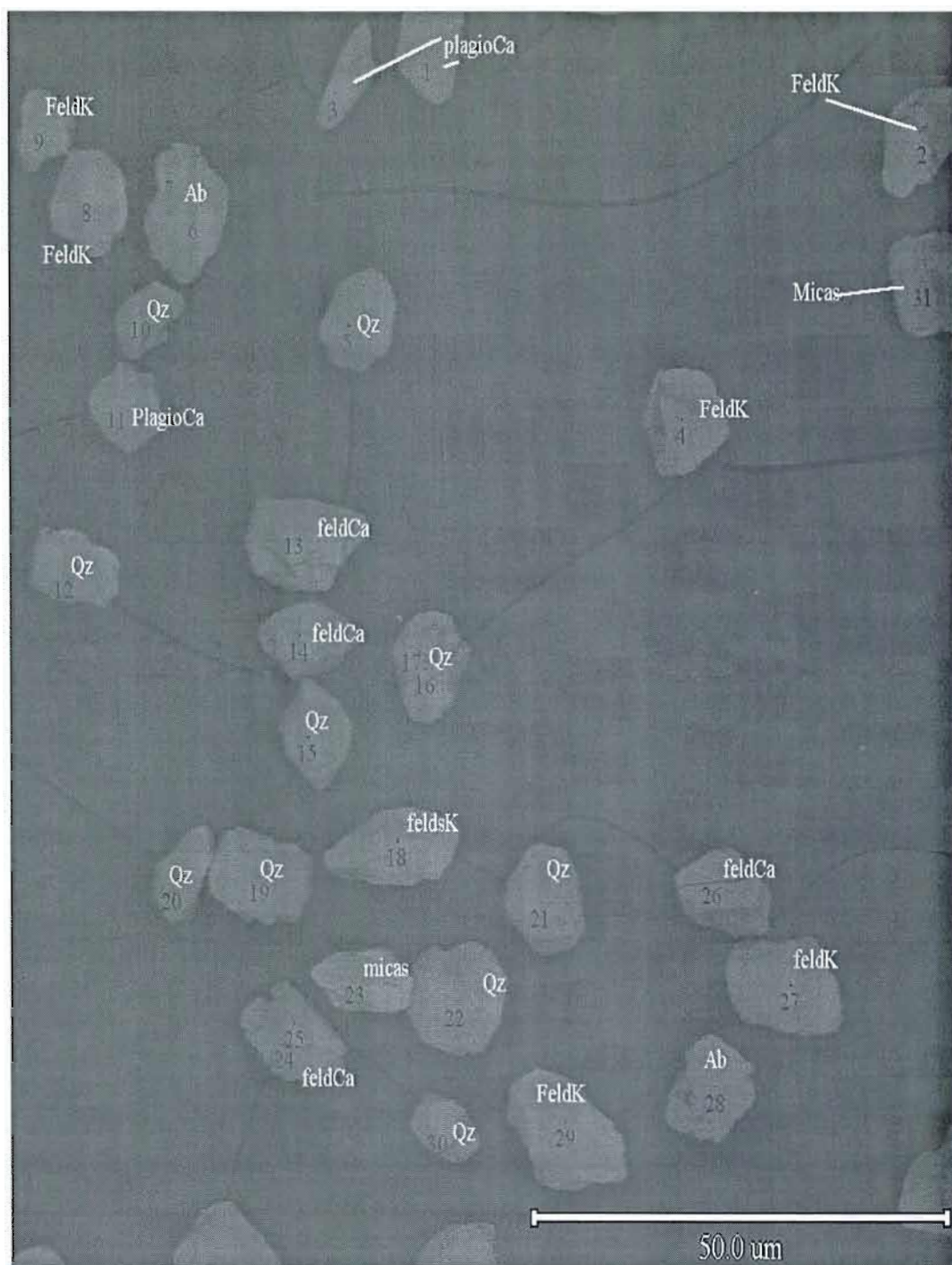


Figure 4. Photographie prise au microscope électronique à balayage de particules d'un échantillon à l'étude

un ratio entre le plus petit diamètre et le plus grand équivalent à $2/3$. Sous cette limite, la géométrie des particules est considérée elliptique.

Les grains de plus de 106 microns, dans les deux sites d'étude, présentent un ratio supérieur à la limite. Ils sont donc distinctement sphéroïdaux. Quant à ceux plus petits que 106 microns, analysés seulement dans les échantillons du troisième site d'étude, ils affichent un ratio à la limite entre une géométrie elliptique et sphéroïdale. Ces valeurs confirment la structure feuilletée des grains fins de nature phyllosilicatée. Les données obtenues permettent d'affirmer que, majoritairement, les particules ont une géométrie sphéroïdale et qu'ainsi, l'équation simplifiée (3) de Campbell (1985) prévaut.

Résistivité électrique

Le terramètre est utilisé dans le cas présent afin de déterminer le profil du bilan hydrique en surface du lot de terre à l'étude. Face à certaines recommandations faites lors de notre premier échantillonnage en 2003, le propriétaire du lot de terre a amélioré le système de drainage. L'utilisation de cet appareil définit le nouveau bilan hydrique du champ au printemps 2004. L'étude des données obtenues, comparées aux valeurs théoriques associées à la résistivité des eaux et des roches (Astier, 1971), permet de caractériser la teneur en eau en profondeur.

Les données démontrent clairement, aux cinq sites d'étude, une diminution de la résistivité en fonction de la profondeur (tableau 6). Ceci est lié à une augmentation de la teneur en eau en profondeur (nappe phréatique).

Spécifiquement, les sites d'investigation 1 et 2 ne montrent pas de démarcation significative de la résistivité en surface (0 à 1,5 m). Les valeurs sont aux alentours de 50 Ohm•m, ce qui indique que ces deux sites situés en aval de la légère dénivellation sont gorgés d'eau. Ceci s'explique par le ruissellement normal de surface. Quant aux sites d'étude 3, 4 et 5, situés en amont de la dénivellation, ils présentent des valeurs de résistivité électrique plus élevées dans les deux premiers mètres. Les mesures prises au troisième site passent de 150 à 75 Ohm•m dans les deux premiers mètres. Les mesures de résistivité en surface sont mêmes plus élevées pour les deux derniers sites, allant jusqu'à environ 350 Ohm•m pour le quatrième site. On associe ces valeurs à une plus forte proportion gazeuse entre les particules, donc à de plus faibles teneurs d'eau en surface. Même en profondeur (5 m), les données de résistivité sont plus élevées dans les trois derniers sites qu'aux deux premiers dans la zone

Tableau 6. Résistivité électrique en profondeur à différents sites d'étude

Sites d'étude	Profondeur (m)	Résistivité (Ω m)	Incertitude (%)
1	0,5	45,703	0,005
	1	52,677	0,053
	1,5	50,515	0,038
	2	47,756	0,115
	2,5	31,828	0,048
	3	42,115	0,176
	4	37,910	0,945
	5	32,334	2,780
2	0,5	55,959	0,006
	1	52,946	0,008
	1,5	53,654	0,019
	2	55,040	0,916
	2,5	54,288	0,555
	3	53,601	0,412
	4	46,755	0,061
	5	39,581	0,240
3	0,5	147,29	0,011
	1	108,99	0,004
	1,5	90,997	0,080
	2	73,529	0,231
	2,5	61,025	1,420
	3	54,479	0,144
	4	48,459	0,517
	5	42,446	0,488
4	0,5	345,92	0,022
	1	174,73	0,023
	1,5	109,04	0,019
	2	86,277	0,006
	2,5	75,930	0,994
	3	68,042	0,056
	4	53,912	0,391
	5	46,821	0,131
5	0,5	186,97	0,020
	1	151,94	0,017
	1,5	96,091	0,081
	2	89,047	0,036
	2,5	69,271	0,483
	3	64,259	0,066
	4	54,216	0,270
	5	47,688	0,446

repère. Elles sont de 35 Ohm•m pour les deux premiers comparativement à 45 Ohm•m pour les trois derniers. Ceci laisse donc entrevoir une plus grande saturation d'eau dans la zone en aval de la dénivellation (ruissellement gravitaire normal), situation contraire à l'année précédente où les premières constatations laissaient présager un bilan hydrique contraire à une dynamique normale d'écoulement vers l'aval.

Bilan thermique

Capacité thermique volumétrique

La capacité thermique volumétrique est calculée à l'aide de l'équation 2. Les données nécessaires aux calculs ainsi que les valeurs de capacité thermique volumétrique obtenues sont présentées dans le tableau 7.

La première donnée nécessaire aux calculs est la densité apparente, calculée à partir du calculateur de densité apparente canadien (Saxton *et al.*, 1986). Celui-ci définit la quantité de silt résultante à partir des quantités de sable et d'argile retrouvées dans l'échantillon. De plus, il fournit une texture relative aux proportions granulométriques déduites (système canadien de classification) ainsi qu'une densité apparente en g/cm^3 . Les données granulométriques insérées dans le calculateur sont tirées du rapport pédologique du comté du Richelieu (Lamontagne et Nolin, 1990) pour chacun des différents horizons.

De plus, les proportions massiques des différentes composantes du sol sont incluses dans l'équation. La teneur massique de la phase minérale équivaut à $\varphi_m = 1 - \varphi_o$ (Kluitenberg, 2002). La valeur de φ_o étant connue (Lamontagne et Nolin, 1990), l'équation précédente s'applique.

La portion minérale est ensuite subdivisée à l'ensemble des minéraux. Les données minéralogiques ont été définies précédemment. Les minéraux mineurs (< 1%) ont été englobés sous un même groupe et une chaleur spécifique moyenne de $0,730 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ leur a été attribuée. Les valeurs de chaleur spécifique de chacune des composantes proviennent de la littérature, de deux sources différentes : de Vries (1963) et Forsythe (1954).

Tableau 7. Densité apparente, granulométrie et composantes massiques de différents échantillons nécessaires aux calculs de capacité thermique volumétrique

Données nécessaires aux calculs de capacité thermique volumétrique						
Sites d'étude et horizons		Densité app. (g cm ⁻³)	Composantes (%)			Capacité therm. volum. (MJ m ⁻³ K ⁻¹)
			Minéraux	M.O.	Eau gravim.	
1	Ap1	1,53	98,19	1,81	20,12	2,5452
	Ap2	1,53	98,19	1,81	29,40	3,1417
	Ap3	1,53	98,19	1,81	14,53	2,1959
	Ap4	1,53	98,19	1,81	23,95	2,7257
	BCg	1,38	100,00	—	29,18	3,1066
2	Ap1	1,41	96,82	3,18	34,15	3,1993
	Ap2	1,41	96,82	3,18	24,81	2,6550
	Ap3	1,41	96,82	3,18	31,96	3,0705
	Bg	1,73	99,88	0,12	28,59	3,4677
	Cg	1,67	100,00	—	23,97	3,0130
3	Ap1	1,41	96,82	3,18	27,45	2,8072
	Ap2	1,41	96,82	3,18	28,53	2,8703
	Ap3	1,41	96,82	3,18	24,28	2,6101
	Bg	1,73	99,88	0,12	24,84	3,1815
	Cg	1,67	100,00	—	32,91	3,6064
Chal. spéc. (kJ kg ⁻¹ K ⁻¹)		—	0,730	1,900	4,180	—

Finalement, la variable la plus influente de l'équation de capacité thermique volumétrique est la proportion d'eau à l'intérieur du sol. Comme le démontre Kluitenberg (2002), la capacité thermique volumétrique varie de 2,6 à 1 MJ m⁻³ K⁻¹ lorsque la teneur en eau gravimétrique passe de 30 à 0%. Une variation de plus de 60% de la capacité thermique, en éliminant seulement le facteur eau de l'équation, indique toute l'importance de ce paramètre dans le bilan global.

Le premier site d'étude (repère) est celui des trois qui possède la moins grande capacité thermique en surface (figure 5). Sa valeur atteint 2,5452 MJ m⁻³ K⁻¹ comparativement à 3,1993 et 2,8072 MJ m⁻³ K⁻¹ pour les échantillons des sites 2 et 3 respectivement. La capacité thermique au site 1 augmente à 3,1417 MJ m⁻³ K⁻¹ dans l'échantillon Ap2. Les deux autres sites, quant à eux, ne présentent pas d'augmentation significative dans les horizons Ap2. L'échantillon du deuxième site diminue même à 2,6550 MJ m⁻³ K⁻¹ et celui du troisième site demeure pratiquement constant. Finalement, la capacité thermique au premier site diminue sous les 2,20 MJ m⁻³ K⁻¹ à une profondeur de 10 à 25 cm, et augmente par la suite en relation avec la saturation qui se confirme (nappe phréatique). Les deux autres échantillons ne suivent pas cette tendance. Au deuxième site, elle augmente à partir de 10 cm tandis qu'au troisième, elle demeure relativement constante jusqu'à une profondeur de 25 cm avant de se mettre à augmenter régulièrement.

En comparant les variations de la capacité thermique volumétrique à celles de la progression de la teneur en eau en profondeur, on remarque une similitude. Ce fait confirme l'importance de l'eau dans le bilan de capacité thermique volumétrique.

Conductivité thermique

La conductivité thermique est calculée à partir de l'équation simplifiée 3. Cette équation met en évidence cinq coefficients dépendants du sol, donc différentes caractéristiques physiques et physico-chimiques présentées dans le tableau 4. Les valeurs des coefficients et de la conductivité thermique sont présentées dans le tableau 8.

Selon les études de Campbell (1985), la conductivité thermique varie principalement en fonction de la teneur en eau et de la minéralogie. Le quartz régie le plus fortement les fluctuations dans un milieu saturé en eau. Étant donné sa conductivité thermique de 8,8 W m⁻¹ K⁻¹ (2,9 W m⁻¹ K⁻¹ en moyenne pour les minéraux argileux), il est presque 16 fois plus conducteur que l'eau. Néanmoins,

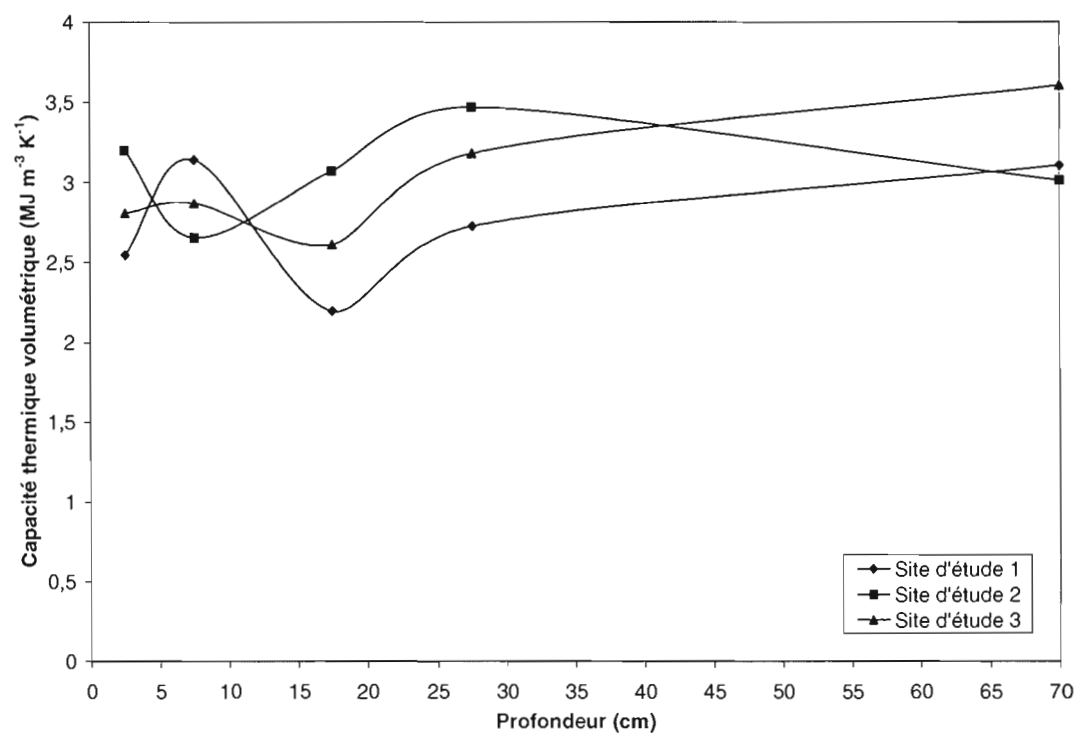


Figure 5. Capacité thermique volumétrique en fonction de la profondeur aux trois sites d'échantillonnage

Tableau 8. Valeurs des coefficients dépendants du sol nécessaires aux calculs de conductivité thermique

Sites d'étude et horizons		Différents facteurs					Conduct. therm. (W m ⁻¹ K ⁻¹)
		A	B	C	D	E	
1	Ap1	1,05	1,63	8,35	0,27	4	1,5466
	Ap2	0,94	1,58	8,35	0,25	4	1,6274
	Ap3	1,03	1,63	8,35	0,27	4	1,3520
	Ap4	1,12	1,63	8,35	0,27	4	1,7193
	BCg	0,96	1,46	6,95	0,22	4	1,5513
2	Ap1	0,87	1,51	7,23	0,23	4	1,5548
	Ap2	0,84	1,51	7,07	0,23	4	1,3682
	Ap3	0,78	1,51	7,23	0,23	4	1,4650
	Bg	1,05	1,59	19,66	0,26	4	1,7329
	Cg	1,17	1,71	13,52	0,29	4	1,8354
3	Ap1	0,81	1,51	7,13	0,23	4	1,3922
	Ap2	0,92	1,51	7,14	0,23	4	1,5248
	Ap3	0,87	1,51	7,04	0,23	4	1,3906
	Bg	1,09	1,69	19,38	0,28	4	1,7562
	Cg	0,86	1,50	13,92	0,23	4	1,6058

celle-ci agit comme agent de transition entre les particules et son influence dans le bilan global est majeure étant donné sa très grande conductivité comparativement à l'air.

Les courbes de conductivité thermique (figure 6) produites à partir des cinq coefficients dépendants du sol exhibent évidemment une relation directe avec la teneur en eau (saturation) et la quantité de quartz. En observant les courbes, à une profondeur de 0 à 5 cm, on constate que leur variabilité s'associe aux variations des quantités de quartz et de la saturation en eau de chacun d'eux. L'amplitude des courbes de conductivité pour la couche de surface n'est pas directement proportionnelle aux variations des quantités de quartz étant donné des saturations en eau n'atteignant pas 100% dans les trois échantillons (73,5; 98,3 et 84,3% respectivement). Or, des teneurs en quartz plus élevées au site 1 qu'au site 2, combinées à une saturation plus forte qu'au site 2, résultent en deux conductivités thermiques équivalentes.

Le même argument peut servir à expliquer la différence d'amplitude des courbes de conductivité des échantillons de surface des sites 2 et 3 qui contiennent presque la même quantité de quartz (environ 8%). Dans ce cas, le premier est saturé à 98,3% tandis que l'autre ne l'est qu'à 84%.

Les échantillons Ap2, marqués d'une augmentation significative de la conductivité aux premier et troisième sites d'étude, s'expliquent de la même façon. Au troisième site, cette hausse est due à une forte quantité de quartz (14% comparativement à 9,75 et 7,25% pour les deux autres sites). Quant au premier, l'augmentation de la conductivité s'associe à une saturation d'eau à 108%.

La conductivité des échantillons Ap3, quant à elle, est pratiquement équivalente malgré des quantités de quartz totalement différentes. Or, leur saturation est inversement proportionnelle à leur teneur en quartz. L'échantillon du premier site contient un taux relativement élevé de quartz (13%), mais est le moins saturé à (53%). Au deuxième site, une faible teneur en quartz de 6% se combine à une saturation à 98%. Finalement, au troisième site, on retrouve une quantité moyenne de quartz (11,6%) ainsi qu'un niveau de saturation moyen (73%). Ainsi, ces différentes proportions procurent aux échantillons des conductivités quasi identiques (environ $1,40 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$), soit à +/- 3,5% de différence.

Quant aux échantillons sous la barre des 25 cm, la conductivité baisse nettement au premier site. Le fait que cet échantillon ne soit pas saturé, comparativement aux deux autres sursaturés, explique la situation. Le léger entrelacement des courbes de conductivité des échantillons des sites 2 et 3 est dû au

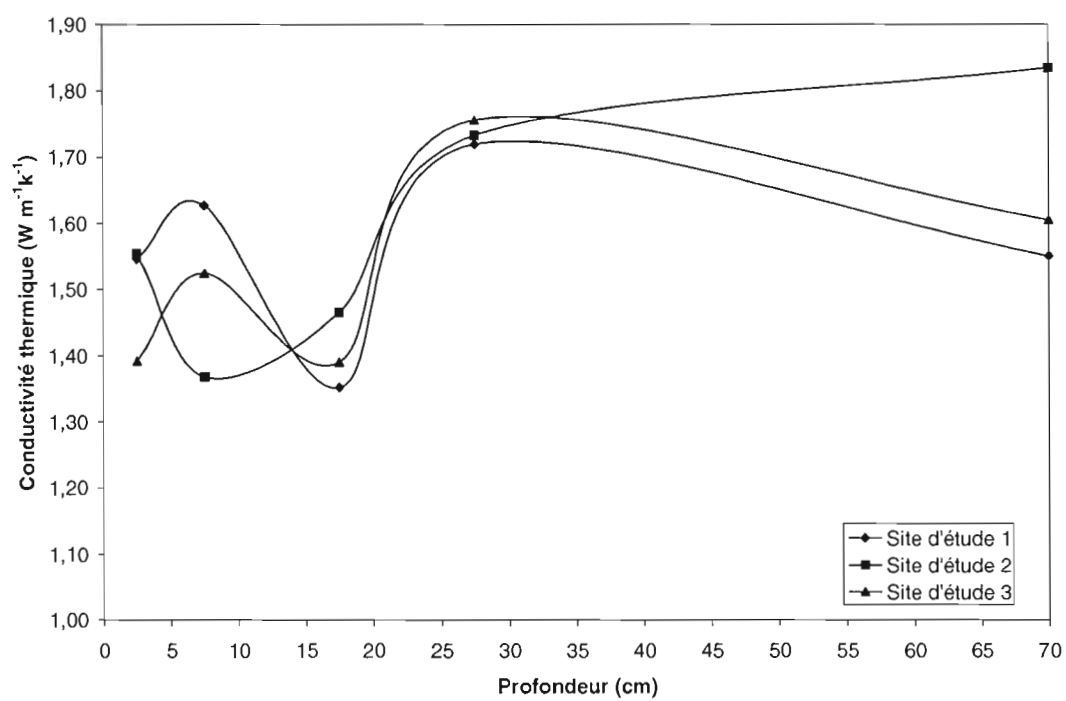


Figure 6. Conductivité thermique en fonction de la profondeur aux trois sites d'échantillonnage

niveau de saturation qui contrôle les proportions volumétriques des particules solides (quartz). Un échantillon sursaturé entraîne une augmentation de la distance entre les particules solides. Ainsi, plus l'échantillon est sursaturé, plus l'influence du quartz dans le bilan global est diminuée et, par surcroît, la conductivité thermique aussi. Cette affirmation prévaut pour les échantillons du troisième site d'étude.

L'analyse des courbes de conductivité thermique confirme l'hypothèse soumise précédemment voulant que le premier site d'étude, dans la zone repère, possède un meilleur drainage en surface que les deux autres.

Diffusivité thermique

La diffusivité thermique est la composante résultante du rapport entre la conductivité thermique et la capacité thermique volumétrique. Étant donné que la diffusivité représente la mesure du changement de température produit dans une unité volumétrique par une quantité de chaleur qui se propage à l'intérieur de ce volume, sur une unité de temps, on peut dire qu'elle est inversement proportionnelle à la capacité thermique volumétrique.

Si un type de sol a la capacité d'emmagasinier la chaleur, il ralentira le processus de diffusivité thermique. Cette affirmation transparaît dans la figure 7. Les données à la base de ce graphique sont disponibles dans le tableau 9. Les variations de la courbe de diffusivité au premier site s'associent à celles de la courbe de capacité volumétrique. Nécessairement, une conductivité thermique élevée et une faible capacité volumétrique induisent une forte diffusivité thermique. Celle-ci est donc, nécessairement, inversement liée à la quantité d'eau gravimétrique.

Ce phénomène s'observe aussi entre les courbes de capacité volumétrique et de diffusivité des sites 2 et 3 qui s'inversent aussi sur presque toute la profondeur. Les courbes de diffusivité des sites 2 et 3 sont inversement liées aux variations de capacité volumétrique étant donné des valeurs de conductivité thermique semblables, à l'exception de l'échantillon Ap2 du troisième site qui contient beaucoup plus de quartz et pratiquement autant d'eau que l'échantillon du deuxième. Ceci augmente considérablement la conductivité et par le fait même la diffusivité.

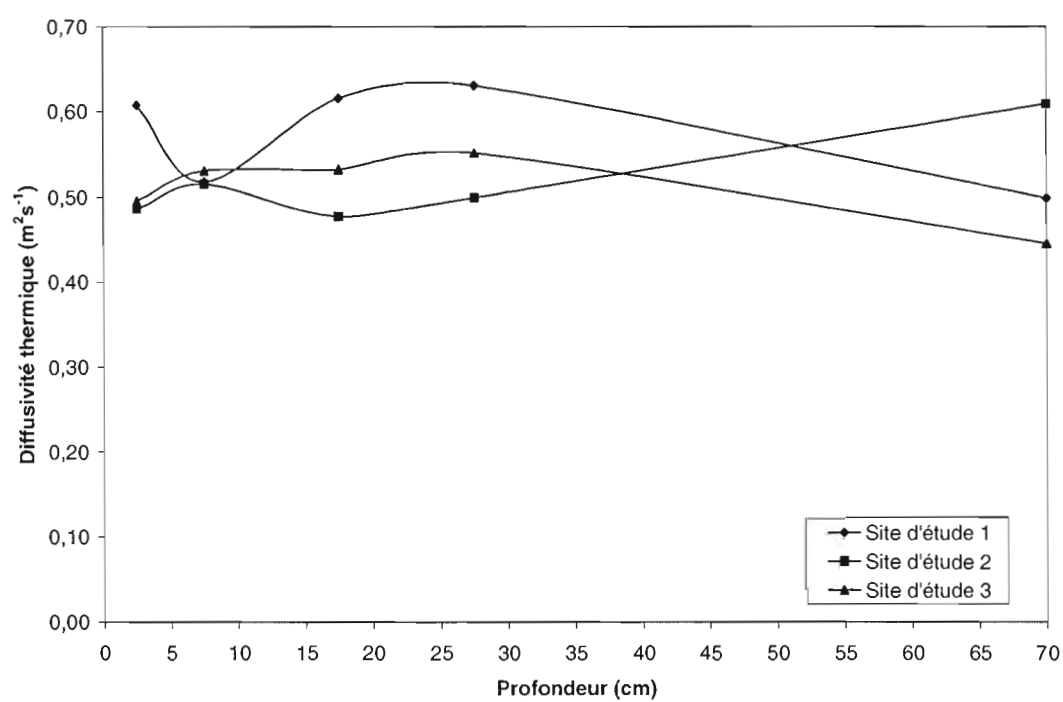


Figure 7. Diffusivité thermique en fonction de la profondeur aux trois sites d'échantillonnage

Tableau 9. Valeurs de diffusivité thermique pour les différents échantillons

Sites d'étude et horizons		Diffusivité thermique ($\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
1	Ap1	0,6077
	Ap2	0,5180
	Ap3	0,6157
	Ap4	0,6308
	BCg	0,4994
2	Ap1	0,4860
	Ap2	0,5153
	Ap3	0,4771
	Bg	0,4997
	Cg	0,6092
3	Ap1	0,4959
	Ap2	0,5312
	Ap3	0,5328
	Bg	0,5520
	Cg	0,4453

Globalement, deux composantes du sol prédominent dans les processus de conduction thermique : la teneur en eau et la minéralogie.

Étant donné l'étroite relation démontrée entre la diffusivité thermique et la teneur en eau gravimétrique, l'analyse minéralogique de la fraction fine et sa possible corrélation avec la quantité d'eau gravimétrique est inévitable.

Certains types d'argile et minéraux fins ont une forte capacité de rétention d'eau. La smectite et la vermiculite sont deux types d'argile gonflantes. Leurs feuillets prennent de l'expansion lorsqu'elles captent l'eau. Cette propriété découle de (1) la faible charge des cations situés entre les feuillets et de (2) la plus forte attraction entre le cation et l'eau qu'entre le cation et les feuillets faiblement chargés. Un cation peut être hydraté par trois ou six molécules d'eau. Dans le premier cas, la structure entre les feuillets absorbera une couche d'eau; dans le deuxième, deux couches d'eau (Velde, 1992). Ces cations, et leur enveloppe de solvation, agiront comme « piliers », permettant à l'espace libre de se remplir d'eau (Rautureau et *al.*, 2004). Ainsi, le gonflement de la particule est fonction de la grosseur et de la charge du cation entre les feuillets (Moore et Reynolds, 1989). Lorsque ces deux types d'argile gonflent, le cation peut être remplacé par un cation plus gros. Ce phénomène explique pourquoi la smectite et la vermiculite ont une capacité d'échange cationique plus élevée que la moyenne.

En comparant les données d'eau gravimétrique, de quantités de particules fines et de leur minéralogie particulière, axée sur les teneurs en vermiculite et smectite (fortement absorbantes), il est possible de dégager un lien direct entre la minéralogie et le phénomène de conduction thermique. Face à un système global altéré par une recharge naturelle, la progression de la quantité d'eau en profondeur est modifiée par la recharge des fortes pluies des jours précédents. Ainsi, l'étude des anomalies de progression de cette masse d'eau permet une association avec différentes propriétés minéralogiques. Cette masse d'eau ne transparaît seulement que dans les trois premiers échantillons de surface, soit de 0 à 25 cm de profondeur, car les propriétés des échantillons profonds sont atténuées par la nappe phréatique.

Au premier site d'étude, la comparaison est concluante (figure 8). Dans l'échantillon Ap2 par exemple, où il y a sursaturation, la quantité de particules fines est très forte et la minéralogie de cette fraction contient une quantité importante de vermiculite. Ceci confirme la grande quantité d'eau retrouvée à cet horizon. L'échantillon Ap3 présente les mêmes particularités. La légère

différenciation apparaît en surface, dans l'échantillon Ap1, où la quantité d'eau est relativement élevée par rapport à la quantité de particules fines. Ceci s'explique par le fait que le milieu naturel de surface a été gorgé d'eau par les pluies récentes. Or, cette saturation en eau demeure tout de même moins importante qu'à l'échantillon Ap2. Cela correspond à la faible capacité de rétention de cet échantillon de surface dû à un faible taux de vermiculite et beaucoup de chlorite, d'où une apparence sèche en surface et une meilleure productivité végétale (citée par l'agriculteur). La germination de la semence se faisant en surface, moins la température de cette zone est élevée, moins la productivité est bonne.

La situation est moins évidente prévaut au deuxième site d'étude (figure 8). La même quantité d'eau est tombée en surface aux trois sites d'étude, donc les conditions initiales sont les mêmes partout en surface. Toutefois, en profondeur, ce bouleversement ne se traduit pas de la même façon. La quantité d'eau en surface est très importante comparativement à l'échantillon Ap1 du site précédent. Une légère hausse de la quantité de particules fines, mais surtout une forte augmentation de la quantité de vermiculite expliquent cette constatation. Le pouvoir d'absorption en surface s'accroît donc de plus de 50% d'un site à l'autre. Ce phénomène se concrétise par une forte quantité d'eau retenue dans l'échantillon Ap1 du deuxième site. Par la suite, la quantité d'eau dans l'échantillon Ap2 diminue à l'encontre de la quantité de particules fines qui augmente légèrement. Cette divergence s'explique par une diminution de la quantité de vermiculite et un faible épaulement d'interstratifiés chlorite-smectite, potentiellement absorbant. Quant à l'échantillon Ap3, il demeure problématique étant donné une augmentation non négligeable de la quantité d'eau et une forte baisse de la quantité de particules fines, d'environ 7,5 à 1%. Ce phénomène est lié à la grande quantité de matériel absorbant retrouvé, en occurrence la vermiculite et peut-être un peu de smectite, combiné au fait d'être en bordure de la nappe phréatique. Ainsi, la saturation en eau devient légèrement indépendante du type minéralogique potentiellement absorbant.

Finalement, le troisième site d'étude possède aussi une forte quantité d'eau en surface (figure 8) : moins forte qu'au deuxième site mais tout de même supérieure au premier. Ceci s'explique par une quantité d'eau plus uniformément absorbée dans les deux premières couches de surface, soit les échantillons Ap1 et Ap2 (environ 40% d'eau dans chacun). Ces deux échantillons exhibent des profils minéralogiques semblables qui se traduisent par des quantités d'eau et de particules fines quasi identiques. L'échantillon Ap3, quant à lui, contient moins d'eau malgré une grande quantité de particules fines. Cette constatation corrobore un taux de vermiculite moyen, très peu de minéraux interstratifiés, potentiellement absorbants, et le fait qu'il ne se trouve ni dans la nappe, ni alimenté par les fortes pluies.

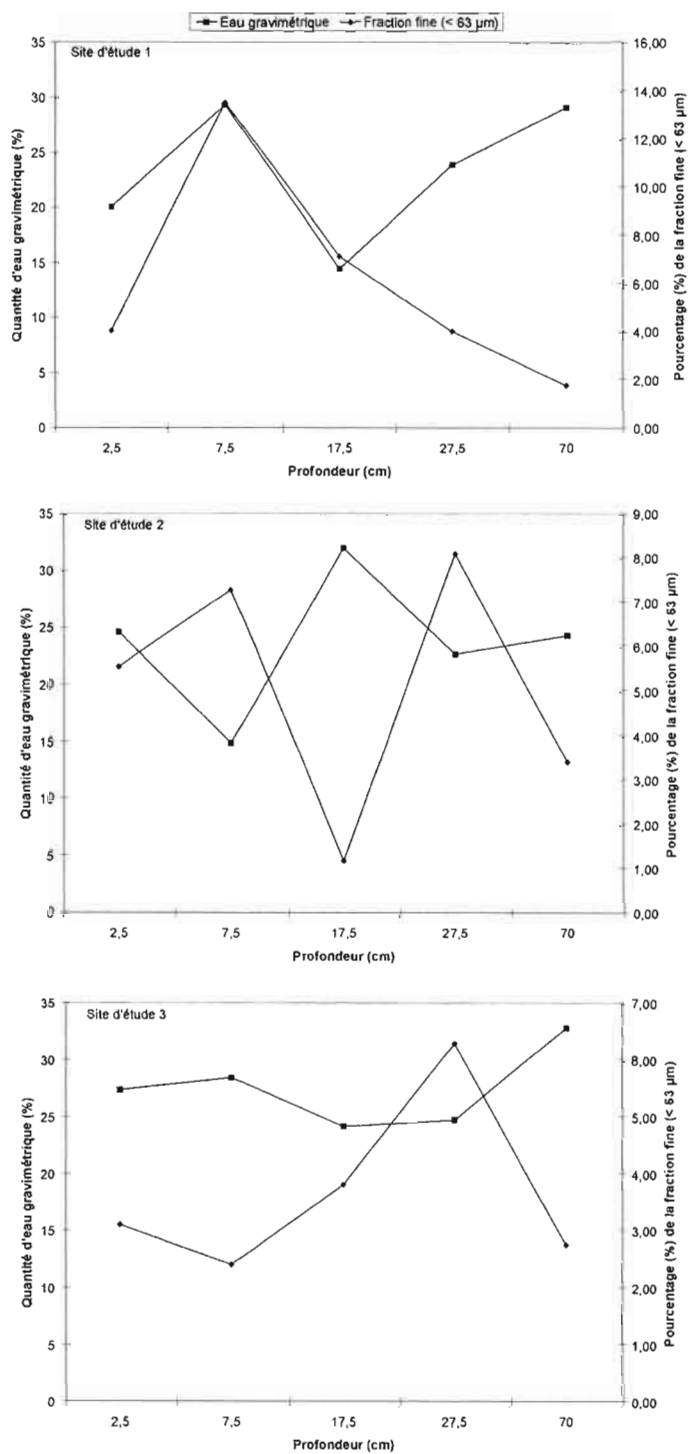


Figure 8. Pourcentage de la fraction fine mis en relation avec la quantité d'eau gravimétrique, en fonction de la profondeur : sites d'étude 1, 2 et 3

CONCLUSIONS

La détermination des propriétés minéralogiques, physiques, physico-chimiques et géophysiques des différents échantillons provenant de trois sites d'étude ont été possibles grâce au diffractomètre à rayons X, au microscope électronique à balayage et au terramètre. La comparaison des données d'eau gravimétrique, de la quantité de particules fines inférieures à 63 microns et de la minéralogie de ces particules, particulièrement la teneur en vermiculite et smectite fortement absorbantes, a mis en évidence les liens solides qui existent entre la minéralogie et la teneur en eau qui, immanquablement, influence la diffusivité thermique responsable du bilan thermique du sol.

La composante prédominante dans les calculs de capacité thermique volumétrique et de conductivité thermique est la teneur en eau. Toutefois, la minéralogie joue deux rôles importants : le quartz, minéral dominant de la plupart des échantillons, possède une forte conductivité thermique; et la minéralogie des particules fines inférieures à 63 microns influencent la perméabilité des sols. L'interaction qui existe entre la température du sol, le contenu en eau et la minéralogie est clairement définie.

Or, nous avons fait mention à l'agriculteur, lors de notre première campagne d'échantillonnage, d'une possible problématique au niveau du système de drainage du champ et que son amélioration pouvait être une solution envisageable. Cette affirmation se confirma l'année suivante, suite à des modifications mécaniques au système, lorsque des données géophysiques (terramètre) confirmèrent un bouleversement complet du bilan hydrique du lot de terre. Ce changement se traduisit par une productivité végétale nettement améliorée au cours de l'année suivante.

Dans le futur, d'autres études plus circonscrites devront être faites afin de connaître la part réelle de chacune des composantes d'un sol sur le bilan thermique global. De plus, définir les conséquences des interactions entre ces phases sur le bilan thermique est inévitable.

REMERCIEMENTS

Je tiens particulièrement à remercier tous ceux qui sont intervenus, de près ou de loin, lors de la réalisation de ce projet. Merci à Denise Fontaine pour son support et son aide lors de différentes analyses faites en laboratoire. Je tiens aussi à remercier Michel Préda, responsable de la DRX, qui a été fortement impliqué dans la dernière phase du projet visant à caractériser et quantifier la fraction fine. Merci aussi à Raymond Mineau qui fut d'une grande utilité lors des analyses au microscope électronique à balayage. Et finalement, merci à Jacques Péloquin, propriétaire du lot de terre à l'étude.

BIBLIOGRAPHIE

- Astier, Jean-Louis. 1971. *Géophysique appliquée à l'hydrogéologie*. Préf. De R. Ambroggi. Paris (France): Masson.
- ASTM (American Society Testing and Materials). 1998. *D-2216-98 (1998): Standard test method for laboratory determination of water (moisture) content of soil and rock by mass*. West Conshohocken (PA) : ASTM International.
- ASTM (American Society Testing and Materials). 2000. *D-4220-95 (2000): Standard practices for preserving and transporting soil samples*. West Conshohocken (PA) : ASTM International.
- Boggs, Sam. 2001. *Principles of sedimentology and stratigraphy*. 3e éd. Upper Saddle River (N.J.): Prentice Hall.
- Bristow, Keith L. 2002. «Thermal conductivity». In *Methods of soil analysis pt 4: Physical methods*, Jacob H. Dane et G. Clarke Topp (co-éd.), p. 1209-1226. Madison (Wis): Soil Science Society of America.
- Campbell, Gaylon S. 1985. *Soil physics with BASIC: Transport models for soil-plant systems*. Amsterdam (P.B.): Elsevier.
- de Vries, D. A. 1963. «Thermal properties of soils». In *Physics of plant environment*, W. R. van Wijk (éd.) avec la collaboration de A. J. W. Borghorst, p. 210-235. Amsterdam (P.B.): North-Holland.
- Forsythe, William Elmer. 1954. *Smithsonian physical tables*. 9e éd. rev. Coll. «Smithsonian miscellaneous collections», no 120. Washington (N.C.): Smithsonian Institution.
- Kluitenberg, G. J. 2002. «Heat capacity and specific heat». In *Methods of soil analysis pt 4: Physical methods*, Jacob H. Dane et G. Clarke Topp (co-éd.), p. 1201-1208. Madison (Wis): Soil Science Society of America.
- Lamontagne, Luc et Michel C. Nolin. 1990. *Étude pédologique du comté de Richelieu, Québec*. Coll. «Contribution / Centre de recherches sur les terres», no 87-74. Ottawa (Ont.) : Agriculture Canada.
- McInnes, K. J. 1981. «Thermal conductivities of soils from dryland wheat regions of eastern Washington». M. Sc., Pullman (Was), Université de l'état de Washington.
- Mineau, Raymond. 2005. *Laboratoire de microscopie électronique à balayage*. [En ligne] Disponible sur: <http://www.er.uqam.ca/nobel/r27734/microel/> [16 novembre 2004].
- Moore, Duane Milton et Robert C. Reynolds. 1989. *X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals*. Oxford (G.-B.) : Oxford University Press.
- Musy, André et Marc Soutter. 1991. *Physique du sol*. Coll. «Gérer l'environnement», no 6. Lausanne (Sui.) : Les presses polytechniques et universitaires.
- Rautureau, Michel, Simonne Caillere et Stéphane Henin. 2004. *Les argiles*. Paris (France) : Septima.

- Preda, Michel. 2005. *Communications personnelles*. Montréal (Canada) : Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal.
- Rautureau, Michel, Simonne Caillere et Stéphane Henin. 2004. *Les argiles*. Paris (France) : Septima.
- Saxton, K. E., W. J. Rawls, J. S. Romberger et R. I. Papendick. 1986. «Estimating generalized soil-water characteristics from texture». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 50, no 4, p. 1031-1036.
- Stadelhofen, C. Meyer de. 1991. *Applications de la géophysique aux recherches d'eau*. Paris (France) : Technique et documentation.
- Velde, Bruce. 1992. *Introduction to clay minerals : Chemistry, origins, uses and environmental significance*. Londres (G.-B.) : Chapman & Hall.

APPENDICE A

CONDUCTION THERMIQUE

La conduction thermique constitue un processus de propagation de chaleur, de proche en proche, par transfert d'énergie d'agitation thermique lors de collisions moléculaires (Musy et Soutter, 1991). Elle est donc reliée à un état de température d'un milieu, soit d'agitation thermique, hétérogène. Lorsqu'il existe des gradients thermiques associés à cette hétérogénéité, des transferts d'énergie d'agitation se produisent entre les milieux à énergies diverses. Ce transfert se stabilise lorsque la quantité d'énergie s'équivaut de part et d'autre de la zone d'échange. Ce processus se compare à un phénomène de diffusion.

La conduction s'exprime donc à travers le flux de chaleur transférée par la *loi de Fourier* :

$$J_D = - \lambda \Delta T \quad (\text{W/m}^2)$$

Le coefficient de Fourier ou conductivité thermique λ représente la résistance du matériau à la propagation de chaleur par conduction thermique, en exprimant sa capacité à transmettre de la chaleur d'un point à un autre.

Il existe donc deux propriétés thermiques indépendantes qui entrent dans la description du procédé de conduction permettant les transferts de chaleur à l'intérieur du corps solide : la conductivité thermique et la capacité thermique en fonction du volume. Dans plusieurs ouvrages, on considère le quotient de ces deux termes comme la diffusivité thermique.

Capacité thermique volumétrique

La principale propriété thermique d'un sol, celle qui s'associe à la quantité d'énergie emmagasinée, est la capacité thermique. Précisément, c'est la capacité d'un sol à accumuler, ou évacuer, une quantité de chaleur en fonction de la variation unitaire de température (Kluitenberg, 2002).

La capacité thermique joue un rôle essentiel sur l'amplitude des variations saisonnières de température du sol. Une faible capacité thermique entraîne d'énormes variations de la température du sol fonction des températures saisonnières. Dans le cas contraire, le sol conservera une « stabilité thermique » diminuant les extrêmes de température.

La capacité thermique d'un sol est régie par la somme des capacités thermiques de ses différents constituants : eau, air, glace, matières organiques et substances minérales. La mesure de la capacité thermique peut donc se faire de deux façons : soit directe en mesurant la capacité thermique du sol même à l'aide de détecteurs thermiques, ou par les méthodes indirectes qui permettent le calcul et la somme des capacités thermiques des différents constituants.

La capacité thermique d'un corps (C_T) est définie par le rapport $\partial Q/\partial T$, où ∂Q représente l'énergie-chaleur nécessaire à élever la température de ce corps de ∂T (Musy et Soutter, 1991).

$$C_T = \partial Q/\partial T \quad (\text{J K}^{-1})$$

De cette équation primaire, il est simple de déduire les équations suivantes correspondant à la mesure de capacités thermiques à volume et à pression constante (Kluitenberg, 2002):

$$C_v = (\partial Q/\partial T)_v$$

$$C_p = (\partial Q/\partial T)_p$$

La différence qui apparaît entre C_v et C_p est significative dans le cas des gaz. Toutefois, cette différence s'amenuise pour les solides et les liquides. Ceci porte les scientifiques à minimiser, voire négliger, la différence entre ces deux types de capacité étant donné la faible fraction massique d'air dans le sol.

La capacité thermique peut être exprimée de deux façons distinctes : en fonction d'une unité massique (chaleur spécifique) ou volumétrique (capacité thermique volumétrique). Le terme c ($\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) est utilisé pour caractériser la chaleur spécifique à pression constante tandis C ($\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$) est plutôt associé à la capacité thermique volumique. Les mesures sont prises à pression constante, car c'est plus facile à mesurer qu'à volume constant.

Dans la présente étude, la capacité thermique volumétrique est étudiée étant donné qu'elle est une composante essentielle des équations de transfert de chaleur par conduction et donc essentielle aux calculs de diffusivité thermique.

La capacité thermique volumétrique d'un sol (C) s'exprime donc par la somme des chaleurs spécifiques de ses constituants : fractions liquide, solide et gazeuse. Cette moyenne se traduit par l'équation que voici :

$$C = \sum_{i=1}^n x_i C_i \rightarrow \sum_{i=1}^n x_i \rho_i c_i$$

où x_i et C_i représente respectivement les fractions et les capacités thermiques volumétriques de chacune des composantes du sol. Le n représente, quant à lui, le nombre des composantes différentes. Quant au C , il se définit comme étant le produit de la densité et de la chaleur spécifique de la substance (*de Vries, 1963*).

Dans l'équation précédente, le x_i est habituellement converti en une fraction de masse sèche (ϕ), ce qui convient plus aux pratiques courantes. Il se convertit alors selon l'équation :

$$x_i = (\phi_i \rho_b) / \rho_i$$

où ρ_b s'avère être la densité apparente du sol.

Lorsqu'on combine les équations précédentes, on obtient l'équation résultante :

$$C = \rho_b \sum_{i=1}^n \phi_i c_i$$

Grâce à cette équation de base, on peut subdiviser les chaleurs spécifiques des différents constituants du sol. En se basant sur l'équation fournie par de Vries (1963), $C = x_s C_s + x_e C_e + x_a C_a$, qui prend en compte la somme des différentes phases du sol, combiné à la récente équation de Kluitenberg (2002), on obtient l'équation suivante :

$$C = \rho_b (\varphi_s c_s + \varphi_e c_e + \varphi_a c_a)$$

Il est toutefois envisageable de négliger la portion gazeuse étant donné sa faible proportion massique. De plus, le composé solide se subdivise en deux substances : la substance minérale et celle qui est organique. Le φ_s se subdivise donc en une partie minérale et organique, soit en φ_o et φ_m . Finalement, on peut remplacer l'indice de la fraction massique de l'eau par son contenu gravimétrique (θ_g) équivalent.

L'équation précédente devient donc:

$$C = \rho_b (\varphi_o c_o + \varphi_m c_m + \theta_g c_e) \quad (\text{MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1})$$

Il arrive que dans certains cas, la matière organique et la composante minérale soient difficilement dissociables. Alors, on abrège l'équation précédente en conjuguant et moyennant les chaleurs spécifiques de la matière organique et des minéraux présents.

$$C = \rho_b (c_s + \theta_g c_e)$$

La capacité thermique volumétrique d'un sol est directement proportionnelle à la teneur en eau et en matière organique. Sachant que celles-ci ont une capacité thermique volumétrique beaucoup plus élevée que la moyenne des minéraux, on déduit un lien étroit entre la capacité thermique volumétrique et la teneur en eau. La température du sol au printemps augmente peu lorsque la teneur en eau est forte. La matière organique interfère aussi dans le même sens, mais dans des proportions beaucoup moins importantes étant donné sa capacité thermique volumétrique légèrement plus élevée que celle de la moyenne des minéraux. Pour un sol plus sec, l'augmentation de la capacité thermique volumétrique globale est proportionnelle à l'augmentation de la porosité. Cette constatation démontre l'importance

d'un bon drainage printanier, car un réchauffement accéléré entraîne un démarrage plus précoce des cultures et allonge la période végétative, ce qui favorise le développement des plantes.

Méthodes de mesure ou de calcul

Il est possible de mesurer la capacité thermique volumétrique d'un sol de deux façons distinctes : la méthode indirecte, qui consiste à extrapoler le C à l'aide des équations en calculant les quantités de chacun des composants et en les multipliant à leurs valeurs respectives trouvées dans la littérature scientifique; l'autre façon, dite directe, consiste à la mesurer tout simplement à l'aide d'un appareil.

Dans le cas présent, le calcul de la capacité thermique volumétrique des différents échantillons est fait de façon théorique, soit indirecte, à l'aide de données fournies à travers la littérature scientifique ainsi qu'à partir de certains paramètres mesurés en laboratoire.

Méthode indirecte

La méthode indirecte est associée à de Vries (1963) et elle consiste à utiliser l'équation de capacité thermique volumétrique et à y insérer les valeurs connues pour chacun des paramètres.

La chaleur spécifique de plusieurs sols minéraux varie linéairement de $0,67 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ à -18°C jusqu'à $0,79 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ à 60°C (de Vries, 1963). En combinant cette valeur à la densité moyenne des minéraux, d'environ $2,7 \text{ g cm}^{-3}$, on obtient une valeur de C aux alentours de $1,9 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ pour un sol minéral à une température de 10°C . Toute température s'écartant de cette valeur entraîne nécessairement un réajustement de la chaleur spécifique (tableau 1).

De plus, plusieurs auteurs (Bracht, 1949; Lang, 1878; Ulrich, 1894; de Vries et De Wit, 1954) ont évalué la chaleur spécifique de la matière organique. La valeur moyenne est de $1,90 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, les valeurs variant normalement de $1,76$ à $2,01 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$. Quant à la valeur moyenne de la densité de la matière organique, elle est de $1,3 \text{ g cm}^{-3}$. Donc, la capacité thermique volumétrique équivaut à $2,47 \text{ MJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}$ (tableau 1).

Lorsque le sol contient de la matière organique, l'équation précédente se modifie en intégrant les constantes x_m et x_o et en y soustrayant le x_a qui est négligeable :

$$C = \rho_b (1,90\phi_o + 0,73\phi_m + \theta_g c_e) \text{ (kJ m}^{-3} \text{ K}^{-1}\text{)}$$

Finalement, on subdivise la fraction minérale en chacun des différents minéraux. On insère donc dans cette équation les chaleurs spécifiques, issues de la littérature, des minéraux retrouvés à plus de 2%. Finalement, une valeur moyenne de $0,730 \text{ kJ kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ est attribuée à la fraction minérale résiduelle, de composition variée.

Conductivité thermique

La conductivité thermique est la propriété qui se corrèle directement avec la conduction et qui correspond à l'habilité du sol à transmettre la chaleur. Précisément, c'est défini comme étant la quantité de chaleur qui se propage à travers une unité d'aire et de temps, en fonction d'un gradient de température unitaire.

Donc, à l'instar de la formule de la conduction, on déduit facilement l'équation relative à la conductivité thermique :

$$\lambda = - J_D / \Delta T \quad (\text{W m}^{-1} \text{ K}^{-1})$$

Contrairement à la capacité thermique volumétrique, la conductivité thermique n'est pas seulement fonction des fractions des composantes du sol ainsi que de leur propre conductivité thermique. La structure du sol joue un rôle très important dans ce processus. L'équation précédente est donc relativement simpliste, ne s'associant ainsi qu'à un sol homogène, isotropique et à des matériaux rigides. Or, ce n'est guère le cas dans la plupart des sols agricoles. La conductivité thermique est fortement régie par la composition, la forme et la configuration mutuelle qui existe entre les différentes composantes. De plus, la densité apparente et le contenu en eau sont des facteurs prédominants dans le bilan de conductivité thermique.

À de faibles contenus en eau, c'est l'air des pores qui contrôle la conductivité thermique, comme le démontre les valeurs similaires obtenues lors de différentes mesures dans des sols secs poreux. Or, dès que le contenu en eau commence à s'élever, on dénote rapidement une hausse de la conductivité thermique. Ceci s'explique par le mince film d'eau qui se juxtapose aux particules, les reliant rapidement les unes aux autres. Ainsi, la conductivité thermique devient rapidement régie par l'eau. Par la suite, plus le contenu en eau augmente, plus le contrôle de la conductivité bifurque vers la phase solide, soit la matière organique et minérale. Cette transition s'associe à un ralentissement de la hausse de la conductivité. La transition entre une basse et une haute conductivité apparaît donc à un faible contenu en eau pour les sables et à un haut contenu en eau pour les sols plus argileux.

Il existe différentes méthodes pour mesurer la conductivité thermique *in situ* : les méthodes en régime continu comme la méthode de la plaque chaude gardée ou les méthodes transitoires comme la sonde thermique simple ou les doubles sondes à pulsation de chaleur. Or, aucune de ces techniques ne parvient à mesurer la conductivité thermique du sol très précisément. L'exactitude des mesures faites sur le terrain est loin des estimations faites par modélisation. Plusieurs scientifiques se sont penchés sur le sujet et plusieurs articles sont parus afin de déceler les erreurs et les corrections à faire sur les données prises par ces appareils sur le terrain.

Étant donné toutes ces incertitudes, nos données de conductivité thermique sont tirées de la littérature scientifique.

Calcul de la conductivité thermique

Selon de Vries (1963), la modélisation de la conductivité thermique peut facilement s'associer à la conductivité électrique. Celui-ci a donc développé un modèle qui lui permet de créer une équation représentative de la conductivité thermique du sol qui fait la sommation des masses de chacune des composantes et de leur conductivité propre (tableau 2). Donc, en considérant le sol comme étant un mélange de minéraux (x_m), d'eau (x_e) et d'air (x_a) de conductivités λ_m , λ_e et λ_a , la conductivité thermique est représentée par l'équation suivante:

$$\lambda = \frac{k_m x_m \lambda_m + k_e x_e \lambda_e + k_a x_a \lambda_a}{k_m x_m + k_e x_e + k_a x_a}$$

Les différents facteurs k sont des facteurs de masse relatifs au facteur de forme de la phase particulaire. En assumant que chacune des particules étaient symétriquement géométriques, de Vries déduit des facteurs de forme représentatifs et réussit à calculer des conductivités thermiques pour quatre modèles différents d'humidité.

Campbell *et al.*, en 1994, simplifient le cas du facteur de masse et lui infligeant une fonction continue s'appliquant à tous les niveaux d'humidité. À cette fonction, il associe une relation à la température, s'étant aperçu de l'étroite corrélation entre la conductivité thermique de sols humides et de leurs températures. Il dénote que la conductivité peut augmenter de trois à cinq fois lorsque le sol atteint 90°C, soit lors de conditions de feu.

Il faut donc commencer en déterminant la conductivité thermique du fluide, qui lui est fonction du niveau de saturation et de la température. Ensuite, on peut déterminer le facteur de masse pour chacune des phases. Ceux-ci sont fonction du ratio entre la conductivité de chacune des phases et la conductivité du fluide. Il sont aussi fonction de g_a , g_b et g_c . Ces termes représentent le facteur de forme des particules solides. La définition précise de ces termes est disponible dans la section sous-jacente : théorie de la conductivité d'un matériel granulaire. Campbell (1994) détermine qu'un seul de ces facteurs de forme importe si l'on suppose une forme uniformément elliptique des particules. Dans ce cas, $g_a = g_b$ et étant donné que la somme des trois termes est unitaire, $g_c = 1 - 2 g_a$. De plus, il s'aperçoit que la valeur choisie pour g_a affecte peu les sols humides. Donc, par une série d'autres équations complexes, Campbell *et al.* (1994) réussissent à définir la conductivité thermique du sol en fonction de la température et du facteur de forme.

Toutefois, Campbell réussit précédemment, en 1985, à élaborer une fonction empirique simple, basée sur les travaux de McInnes (1981), qui tient compte de la teneur en eau.

$$\lambda = A + B\theta_v - (A - D) \exp(-(C\theta_v)^E)$$

où θ_v est le contenu volumétrique en eau et A , B , C , D et E sont des coefficients dépendants du sol.

Ceux-ci ont été définis par Campbell (1985) et sont relatifs à un certain nombre de propriétés qui sont apparentes dans la littérature.

$$\begin{aligned}
A &= \frac{0,57 + 1,73 \varphi_q + 0,93 \varphi_{rm} - 2,8 \varphi_s (1 - \varphi_s)}{1 - 0,74 \varphi_q - 0,49 \varphi_{rm}} \\
B &= 2,8 \varphi_s \\
C &= 1 + (2,6 / m_c^{0,5}) \\
D &= 0,03 + 0,7 \varphi_s^2 \\
E &= 4
\end{aligned}$$

où φ est la fraction volumique de la composante particulaire, q , rm et s représente respectivement le quartz, les minéraux autres que le quartz et les solides totaux. m_c est la fraction massique d'argile. θ_v , quant à lui, est le contenu volumétrique en eau. On détermine φ_s en divisant le volume de la partie minérale du sol, en n'incluant pas la matière organique, par le volume total de sol. Pour ce qui est du φ_q , on divise le volume de quartz par le volume total de sol. Même chose pour le φ_{rm} or, c'est le volume restant des minéraux autres que le quartz qui sera divisé par le volume total de sol. Il est à noter que $\varphi_s = \varphi_q + \varphi_{rm}$. Pour ce qui est du m_c , on divise la masse de l'argile par la masse de l'échantillon. Finalement, le θ_v est le contenu volumétrique en eau divisé par le volume de sol sec.

Donc, ces équations fournissent une conductivité thermique totale qui inclue les composantes latente et sensible du transport de chaleur. Le fait d'inclure un facteur qui gère la chaleur latente nous permet donc d'inclure la dépendance à la température, car celles-ci sont interdépendantes.

Théorie de la conductivité dans un matériel granulaire

Lorsque le cas est le plus simple possible, un matériel granulaire consiste en deux substances seulement : la matrice continue de volume x_o et de conductivité thermique λ_o ; et la substance granulaire de volume $x_l = 1 - x_o$ et de conductivité thermique λ_l . On considère, dans ce cas simplifié, que le milieu matriciel est homogène. Donc, le sol est soit complètement sec ou totalement saturé par l'une ou l'autre de ces deux substances : l'eau ou l'air. De plus, on considère une conductivité homogène à l'intérieur des différentes granules.

Donc, de ces suppositions, il est possible d'extrapoler la conductivité thermique apparente du milieu. Prenons une quantité du sol équivalente à un cube de côté l , où l est beaucoup plus grand que les dimensions des particules. Supposons que la surface supérieure de ce cube est conservée à une

température θ_2 et que la partie inférieure est plutôt à $\theta_1 < \theta_2$. De cette différence émane une densité de chaleur spécifique constante (H) à travers le matériel, lequel est proportionnel au gradient de température, et est régie par le facteur de proportionnalité λ .

$$H = -\lambda ((\theta_1 < \theta_2) / l) = -\lambda \partial\theta/\partial z$$

La valeur de λ sera quelque part l'intermédiaire entre λ_o et λ_1 . Une théorie a été développée en 1915 par H.C. Burger qui menait à ceci :

$$\lambda = (x_o \lambda_o + k_1 x_1 \lambda_1) / (x_o + k_1 x_1)$$

où k_1 est le rapport du gradient de température moyen à l'intérieur des granules et à l'intérieur de la matrice.

$$k_1 = (\partial\theta/\partial z)_1 / (\partial\theta/\partial z)_o$$

Donc, la valeur de k_1 dépend du rapport λ_1/λ_o , de la grosseur et de la forme des particules ainsi que de leur position relative. Toutefois, une expression mathématique exacte exprimant k_1 ne peut être donnée que dans deux cas particuliers. Le premier est lorsque les particules ont une forme ellipsoïdale et le deuxième est lorsque les particules sont assez éloignées les unes des autres pour que la température d'une particule à l'intérieur comme à l'extérieur ne soit pas influencée par les particules avoisinantes.

Si les axes a , b et c des granules ellipsoïdales sont orientés dans n'importe quel sens, k_1 peut être calculé par l'équation suivante :

$$k_1 = 1/3 \sum_{a,b,c} [1 + ((\lambda_1/\lambda_o) - 1) g_a]^{-1}$$

$$g_a = 1/2 abc \int_0^\infty (\partial u / ((a^2+u)^{3/2} (b^2+u)^{1/2} (c^2+u)^{1/2}))$$

À partir de cette équation, il est facile de s'apercevoir que, par exemple, si l'axe a est parallèle au gradient de température moyen, k_I sera équivalent au premier terme de la sommation de l'équation ci-dessus.

La quantité g est le facteur de dépolarisation de l'ellipsoïde dans la direction de l'axe. Les quantités g_a , g_b et g_c dépendent des rapports entre les différents axes et non de leurs valeurs absolues. En d'autres mots, ce n'est pas la grosseur de l'ellipsoïde qui influence le tout, mais bien sa forme. La somme des trois quantités est unitaire :

$$g_a + g_b + g_c = 1$$

Donc, $g_a = g_b = g_c = 1/3$ pour une granule sphérique.

La figure 1 montre les variations de g_a en fonction de n pour des granules sphéroïdales. L'équation correspondante est $a = b = nc$.

Il existe d'autres cas particuliers où une équation mathématique est décelable :

1. Cylindre allongé avec une section en coupe elliptique

$$a = mb, \quad c = \infty ;$$

$$\text{donc} \quad g_a = 1 / (m + 1), \quad g_b = m / (m + 1), \quad g_c = 0.$$

2. Lamellaire (particule aplatie avec une faible épaisseur)

$$b = c = \infty ;$$

$$\text{donc} \quad g_a = 1, \quad g_b = g_c = 0.$$

Dans les autres cas où il y a différents types de granules, de conductivité et/ou de formes différentes, une des équations précédentes peut être modifiée comme ceci :

$$\lambda = \frac{\sum_{i=0}^N (k_i x_i \lambda_i)}{\sum_{i=0}^N (k_i x_i)}$$

$$k_i = 1/3 \sum_{a,b,c} [1 + ((\lambda_i / \lambda_o) - 1) g_a]^{-1}$$

N est ici le nombre de types différents de particules, soit les particules ayant des formes ou des conductivités différentes. Dans le cas de la problématique actuelle, une étude approfondie de la géométrie des grains au microscope électronique à balayage nous a permis d'extrapoler, pour différentes granulométries, une allure généralement sphéroïdale.

La diffusivité thermique

La diffusivité thermique (α) est défini comme étant le ratio de la conductivité thermique et la capacité volumétrique thermique. Concrètement, c'est la mesure du changement de température produit dans une unité volumétrique par une quantité de chaleur qui se propage à l'intérieur de ce volume, et cela sur une unité de temps. Tout cela lorsqu'on impose un gradient de température unitaire aux deux côtés opposés du volume. La diffusivité thermique d'un sol définit le niveau de transmission d'un changement de température à l'intérieur du sol. Même s'il est facile de la mesurer à partir du ratio de la conductivité sur la capacité volumétrique, la diffusivité peut être déterminée sur le terrain à partir d'observations de température.

Une méthode de laboratoire et une méthode *in situ* sont facilement accessibles afin de mesurer la diffusivité thermique. Toutefois, l'accent ne sera pas mis sur ces deux méthodes étant donné que les calculs de conductivité thermique et de capacité volumétrique thermique ont déjà été faits.

L'équation suivante sera donc celle qui définira la diffusivité thermique dans le cas présent :

$$\alpha = \lambda / C \quad (\text{m}^2 \text{s}^{-1})$$

où α est la diffusivité thermique, λ est la conductivité thermique et C est la capacité volumétrique thermique.

Tableau A-1. Masse volumique ρ et capacités thermiques isobares, par unité de masse c et de volume C (ρc), de quelques constituants du sol à une température de 20°C et une pression de 1 atmosphère (0,101 MPa) (Van Wijk et de Vries, 1963)

	ρ (Mg m ⁻³)	c (kJ kg ⁻¹ K ⁻¹)	C (ρc) (MJ m ⁻³ K ⁻¹)
Minéraux (moy.)	2,65	0,73	1,9
Matière organique	1,30	1,9	2,47
Eau	1	4,18	4,18
Glacé	0,92	2	1,93
Air	0,00125	1	0,00125

Tableau A-2. Conductivité thermique de différents sols et composantes du sol. À noter que T , qui est utilisé pour mesurer la conductivité de l'eau et de l'air, est la température en Celsius (Hodgman *et al.* (1959), de Vries (1963), Hopmans et Dane (1986) et Buchan (2001))

Matériau	Conductivité thermique ($\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$)
Basalte	2,2
Granite	2
Quartz	8,8
Minéraux argileux	2,9
Matière organique	0,25
Eau	$0,552 + 2,34 \times 10^{-3} T - 1,10 \times 10^{-5} T^2$
Air	$0,0237 + 0,000064 T$
Glace (0°C)	2,18

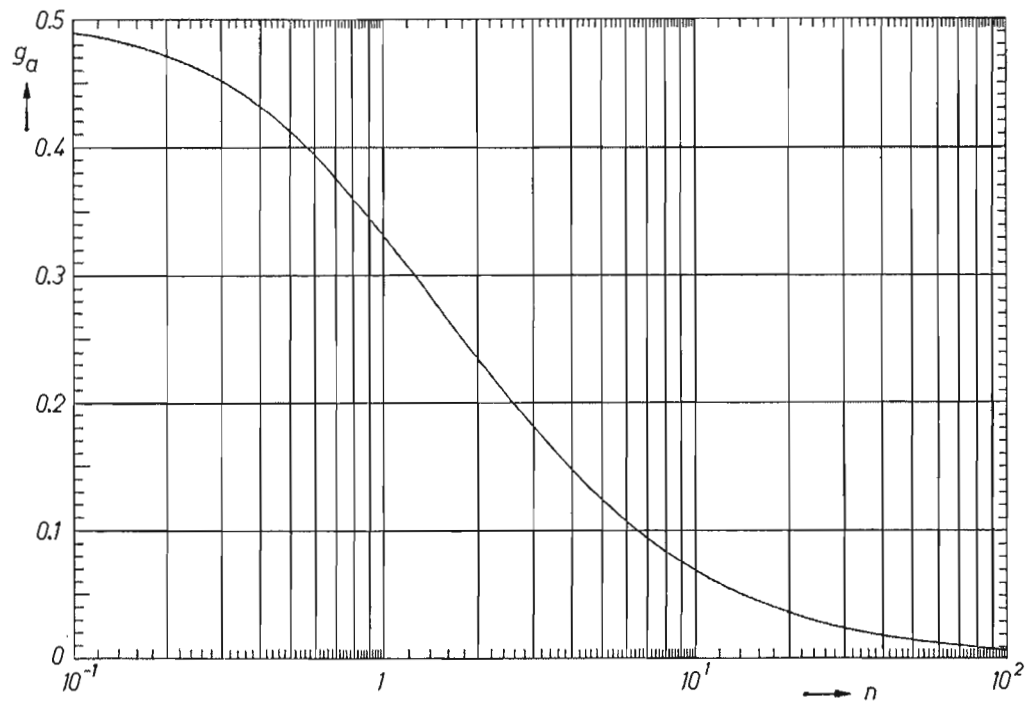


Figure A-1. Valeurs de g_a en fonction de n pour une particule ellipsoïdale ayant des axes $a = b = nc$ (de Vries, 1963)

APPENDICE B

DESCRIPTION DU LOT DE TERRE À L'ÉTUDE

Le lot à l'étude, orienté dans l'axe NNE-SSO, couvre une superficie d'environ 125 500 m² se définissant par des dimensions de 760 m par 165 m. Celui-ci est, à l'est, bordé par fossé qui draine vers le sud. Le lot se subdivise en 5 unités cartographiques : le loam non-calcaire de Saint-Aimé (Ala3), le loam humifère de Bellevue (BL3h), les sables fins loameux de Joseph (JS1), les sables loameux de Saint-Jude (JU1) et les sables fins loameux de Massueville (MS1). Dans l'ordre, en partant du sud-ouest, on retrouve l'unité de Saint-Aimé. Ensuite, plus on progresse vers le nord-est, on atteint le Joseph. La démarcation entre ces deux unités se décèle grâce à une légère pente qui laisse apparaître le Joseph en aval. Ensuite, complètement au nord-est du lot, trois autres unités se subdivisent les dernières centaines de mètres. Le Massueville apparaît en pointe à l'est du lot à environ 175 m du boisé bordant le côté nord du champ. Le Saint-Jude apparaît ensuite pour couvrir le reste du lot en progressant vers le nord, à l'exception d'une pointe à l'extrémité nord-est qui appartient plutôt au Bellevue. Nous définirons donc ces 5 unités cartographiques grâce aux paramètres physico-chimiques qui ont déjà été définis par l'étude de Nolin et Lamontagne (1990).

Le loam non-calcaire de Saint-Aimé (Ala3)

Ces sols, dont la pierrosité est nulle, sont profonds et mal drainés. Ils occupent le bassin du Proto-Lac Saint-Pierre entre Saint-Robert, Saint-Aimé, Saint-Louis-de-Bonsecours et Saint-Ours. Ils se présentent sous forme de vasières et de lagunes. La forme de ses délimitations est généralement oblongue irrégulière et est à 15% recouvert de forêts.

Le profil typique de cette série présente, en surface, un loam faiblement acide, foncé, très structuré et très friable, de 20 cm d'épaisseur. Ensuite, sur un autre 20 cm, on transgresse vers un loam sableux très fin comportant des lamelles de loam limono-argileux. Celui-ci est plus pâle et neutre et, quant à lui, peu structuré. Finalement, le substratum, qui apparaît à 80 cm de profondeur, est un loam sableux

très fin stratifié, lui aussi, de lamelles de loam limono-argileux. Sa couleur est plutôt gris olivâtre et se caractérise par des propriétés alcalines. Il se caractérise différemment en milieu forestier, mais étant donné que ça ne s'applique pas dans le cas-ci, cette description sera mise de côté.

On peut inclure dans cette unité les sols de la série de Bellevue qui seront définis ultérieurement. Ceux-ci se retrouvent habituellement dans les dépressions et les chenaux.

Dans les sols de cette unité, les processus de gleyification interviennent à une profondeur de 20 cm. Ceci interfère donc sur la perméabilité, ce qui tend à la modérer dans tout le profil. Quant au ruissellement de surface, il varie de lent à très lent, voire même nul. Lors des périodes de crues et de précipitations abondantes, la nappe atteint le solum. Toutefois, durant la saison végétative, celle-ci se situe au-dessus de la zone de contrôle, soit 120 cm, ce qui rend la réserve en eau utile modérée à très élevée.

Étant donné un mauvais drainage et une mauvaise structure de la couche de surface, la productivité des sols de la série de Saint-Aimé se trouve limitée. Or, aménagés convenablement, les rendements peuvent être améliorés jusqu'à un niveau élevé, et ce pour différentes cultures adaptées à la région (maïs grain, blé, orge, luzerne, etc.).

Ces sols répondent généralement bien au drainage souterrain, même si l'utilisation de filtres peut se voir être une obligation étant donné la quantité importante de particules fines qui sont transportées. De plus, le drainage de surface semble primordial lorsqu'on préconise un semis hâtif afin d'évacuer l'eau de surface qui a tendance à stagner. La mise à niveau du champ doit être faite obligatoirement, et de façon mécanique, afin de favoriser l'écoulement de surface et la répartition de la surface d'infiltration.

Finalement, étant donné qu'il contient peu d'humus et d'argile en surface, sa stabilité est relativement faible. Ceci conduit à des phénomènes d'érosion et battance, qui eux à leur tour réduisent l'infiltration. L'incorporation d'engrais ou de matières fertilisantes est essentielle et le niveau de potassium (K) est constamment à surveiller. Donc, la monoculture intensive en rang semble donc être liée aux phénomènes de dégradation et on croit plutôt en les pratiques culturales de conservation. Une stabilisation des pentes et des talus est aussi à envisager.

Le loam humifère de Bellevue (BL3h)

Ces sols, dont la pierrosité est nulle, sont profonds et très mal drainés. Ils occupent les chenaux anastomosés associés aux terrasses en forme d'îlots du delta d'estuaire de Lanoraie, à la marge du bassin du proto-lac Saint-Pierre, tout ça entre Saint-Robert, Saint-Pierre-de-Sorel et Sainte-Victoire. La forme de ses délimitations est généralement étirée irrégulière et est à 5% recouvert d'un couvert forestier.

Le profil typique de cette série présente, en surface, un loam humifère moyennement acide, très foncé, amorphe, de 30 cm d'épaisseur. Il est possible, à certains endroits, que la couche de surface soit organique. Ensuite, sur un autre 15 cm, on transgresse vers un loam à loam limono-argileux stratifié de lits de sable fin. Celui-ci demeure foncé, est faiblement acide à neutre et est aussi amorphe. Finalement, le substratum, qui apparaît à 70 cm de profondeur, est un loam limono-argileux stratifié de lits de sable fin à sable fin loameux. Sa couleur est plutôt gris foncé et se caractérise par des propriétés faiblement alcalines. Une autre caractéristique du substratum est qu'il est calcaire. Habituellement, on retrouve les carbonates à partir de 100 cm.

On peut inclure dans cette unité les sols de la série de Saint-Aimé qui ont été définis précédemment. Ceux-ci ressemblent à la série de Bellevue, à l'exception de leur texture qui est beaucoup moins sableuse. Ils n'occupent pas de position particulière dans cette unité.

Dans les sols de cette unité, les processus de gleyification interviennent à une profondeur de 15 cm. Ceci interfère donc sur la perméabilité, ce qui tend à la modérer dans tout le profil. Quant au ruissellement de surface, il varie de très lent à nul. Lors des périodes de crues et de précipitations abondantes, étant donné qu'ils se trouvent au fond de chenaux, la nappe atteint la surface. Même lorsque ceux-ci sont drainés, la nappe peut demeurer dans la zone de contrôle (120 cm) durant une bonne partie de la saison végétative.

Étant donné un mauvais drainage, la productivité des sols de la série de Bellevue se trouve limitée. Or, aménagés convenablement, les rendements peuvent être améliorés jusqu'à un niveau moyen à assez élevé, et ce pour différentes cultures adaptées à la région (maïs grain, blé, orge, luzerne, etc.). De plus, les cultures horticoles réussissent aussi bien sur ces sols riches en matière organique.

Ces sols doivent nécessiter des travaux de drainage majeurs afin de les rendre viables aux grandes cultures. Il faut donc creuser, à prime abord, de gros canaux afin d'évacuer les eaux accumulées dans le bassin vers un cours d'eau majeur et ensuite installer un système de drainage souterrain. L'utilisation de filtre peut aussi se voir essentiel étant donné la quantité de particules qui peuvent être transportées par les eaux. Le drain servira à répartir uniformément l'eau de précipitation afin de favoriser l'infiltration. Le niveau devra être égalisé de façon mécanique afin de favoriser l'infiltration en période de déficit hydrique. La couche de surface est riche en matière organique, ce qui en fait une couche de fertilité élevée. Étant donné une utilisation qui est, pour la plupart, relativement récente, un chaulage s'impose afin de ramener le pH vers la neutralité. La surface de cette série est particulièrement riche en azote, ce qui entraîne donc une maturité tardive de certaines espèces, ce qui implique donc un contrôle exigü de l'apport de phosphore et de potassium afin de recréer un équilibre face à l'apport nutritionnel.

L'engazonnement des talus doit être envisagé sur ces sols afin d'enrayer la détérioration des fossés et de la bordure des cours d'eau. De plus, il faut s'assurer de ne pas circuler sur ces sols lorsqu'ils sont saturés en eau afin d'éviter tout enfoncement. Finalement, il n'est pas conseillé d'envoyer paître les animaux sur ces terres. Toutefois, ces sols pourraient présenter un certain potentiel pour la production sauvage, un point qu'il n'est pas tenu d'écarter.

Les sables fins loameux de Joseph (JS1)

Ces sols, dont la pierrosité est nulle, sont profonds et mal drainés. Ils occupent le centre des terrasses en forme d'îlots du delta d'estuaire de Lanoraie situé de part et d'autre de la rivière Richelieu entre Sorel et Sainte-Victoire. De plus, ils occupent aussi les cordons sableux longeant les rivières Yamaska et Salvail entre Saint-Jude et Yamaska. La forme de ses délimitations est généralement étirée à oblongue irrégulière et est à 45% recouvert d'un couvert forestier.

Le profil typique de cette série présente, en surface, un sable fin loameux moyennement acide, très foncé, amorphe, de 30 cm d'épaisseur. Ensuite, sur un autre 20 cm, on transgresse vers un sable fin. Celui-ci pâlit beaucoup donnant des teintes plutôt brun grisâtre, est faiblement acide et est aussi amorphe. Finalement, le substratum, qui apparaît à 80 cm de profondeur, est un sable fin. Sa couleur est plutôt gris olivâtre et se caractérise par des propriétés relativement neutres. Il se caractérise

différemment en milieu forestier, mais étant donné que ça ne s'applique pas dans le cas-ci, cette description sera mise de côté.

On peut inclure dans cette unité les sols de la série de Massueville qui seront définis ultérieurement. Ceux-ci ressemblent à la série de Joseph, à l'exception de leur sous-sol qui est plus acide et leur drainage qui est normalement beaucoup mieux. Ils n'occupent pas de position particulière dans cette unité.

Dans les sols de cette unité, les processus de gleyification interviennent à une profondeur de 25 cm. Ce phénomène ne semble pas interférer sur la perméabilité qui est généralement rapide dans tout le profil. Quant au ruissellement de surface, il est lent à très lent. Lors des périodes de crues et de précipitations abondantes, la nappe atteint la surface. Lorsque ceux-ci ne sont pas drainés, la nappe persiste dans la zone de contrôle (120 cm) durant une bonne partie de la saison végétative.

Étant donné un mauvais drainage et un léger problème de fertilité, la productivité des sols de la série de Saint-Joseph se trouve limitée. Or, aménagés convenablement, les rendements peuvent être améliorés jusqu'à un niveau moyen à assez élevé, et ce pour différentes cultures adaptées à la région (maïs grain, blé, orge, luzerne, etc.).

Les sols de la série de Joseph répondent habituellement bien au drainage souterrain toutefois, l'utilisation de filtres demeure essentielle étant donné la quantité de particules qui sont transportées dans l'eau. De plus, un drainage superficiel ne ferait qu'améliorer le drainage en profondeur. Le drainage de surface semble primordial afin d'évacuer l'eau de surface qui a tendance à stagner. La mise à niveau du champ doit être faite obligatoirement, et de façon mécanique, afin de favoriser l'écoulement de surface et la répartition de la surface d'infiltration. Étant donné leur faible capacité de rétention d'eau, ces sols semblent être facilement en déficit hydrique lorsqu'ils sont drainés. Toutefois, le drainage de surface demeure une alternative qui doit être évaluée en fonction de la rentabilité de la culture. Donc, l'agriculteur fait face à plusieurs contraintes qu'il devra gérer face au système de drainage. Finalement, des pratiques culturales visant à conserver l'eau sont aussi à envisager par celui-ci.

Comme ce type de sols se lessive facilement, ce lessivage survient aussi au niveau des éléments nutritifs. Donc, un suivi est obligatoire au potassium et au phosphore afin d'assurer un milieu de croissance équilibré.

En culture intensive en rang, l'intempérie qui risque de faire le plus de ravage demeure le vent. La gestion de la matière organique, l'irrigation, la construction de brise-vent et plusieurs autres techniques peuvent venir à bout de ce fléau. De plus, comme dans le cas des autres séries, une stabilisation des talus est aussi à envisager, que ce soit par engazonnement ou par restriction de l'accès des animaux.

Les sables loameux de Saint-Jude (JU1)

Ces sols, dont la pierrosité est nulle, sont profonds et mal à imparfaitement drainés. Ils occupent la périphérie des terrasses en forme d'îlots du delta d'estuaire de Lanoraie situé de part et d'autre de la rivière Richelieu entre Sorel et Sainte-Victoire. De plus, ils occupent aussi les cordons sableux longeant les rivières Yamaska et Salvail entre Saint-Jude et Yamaska. La forme de ses délimitations est généralement étirée irrégulière et est à 55% recouvert d'un couvert forestier.

Le profil typique de cette série se caractérise en surface par une couche de matière organique acide de 5cm d'épaisseur. Habituellement, cette série est sous couvert forestier. Or, en milieu cultivé, la couche de surface est un sable loameux relativement acide, foncé, amorphe et très friable. Celle-ci est épaisse de 25cm. Quant au sous-sol, il est dans la plupart des cas complètement cimenté. Toutefois, en certains autres endroits, celui-ci peut contraster et plutôt être de nature loameuse à argileuse.

On peut inclure dans cette unité les sols de la série de Joseph et de Massueville qui ont, et seront, définis. La série de Massueville ressemble à celle de Saint-Jude, à l'exception de leur sous-sol qui est moins acide. Ils n'occupent pas de position particulière dans cette unité. Tandis que la série de Joseph constitue plutôt des inclusions dissemblables car ils sont moins acides et encore moins bien drainés. Ils occupent donc les dépressions de la série de la Saint-Jude.

Dans les sols de cette unité, les processus de gleyification interviennent à une profondeur de 40 cm. Ce phénomène ne semble pas interférer sur la perméabilité qui est généralement rapide en surface. Toutefois, celle-ci peut considérablement diminuer en profondeur lorsque le sous-sol est cimenté. Quant au ruissellement de surface, il est lent à très lent. Lors des périodes de crues et de précipitations abondantes, la nappe atteint la surface. Lorsque ceux-ci ne sont pas drainés, la nappe peut persister dans la zone de contrôle (120 cm) durant une bonne partie de la saison végétative.

Étant donné une humidité excessive et un problème majeur de fertilité, la productivité des sols de la série de Saint-Jude se trouve limitée. Or, aménagés convenablement, les rendements peuvent être améliorés jusqu'à un niveau moyen à assez élevé, et ce pour différentes cultures adaptées à la région (maïs grain, blé, orge, luzerne, etc.). Cependant, certains endroits trop acides réagissent mieux à d'autres cultures que la luzerne.

Les sols de la série de Saint-Jude répondent habituellement bien au drainage souterrain toutefois, l'utilisation de filtres demeure essentielle étant donné la quantité de particules qui sont transportées dans l'eau. En outre, étant donné la quantité de fer importante, les types de filtre sont à choisir judicieusement afin de ne pas aggraver le phénomène de colmatage. De plus, un drainage superficiel ne ferait qu'améliorer le drainage en profondeur. Le drainage de surface semble primordial afin d'évacuer l'eau de surface qui a tendance à stagner. La mise à niveau du champ doit être faite obligatoirement, et de façon mécanique, afin de favoriser l'écoulement de surface et la répartition de la surface d'infiltration. Étant donné leur faible capacité de rétention d'eau, ces sols semblent être facilement en déficit hydrique lorsqu'ils sont drainés. Quant au sous-sol, des travaux mécaniques s'imposent lorsque celui-ci devient induré. Le drainage de surface demeure une alternative qui doit être évaluée en fonction de la rentabilité de la culture. Donc, l'agriculteur fait face à plusieurs contraintes qu'il devra gérer face au système de drainage. Finalement, des pratiques culturales visant à conserver l'eau sont aussi à envisager par celui-ci.

Comme ce type de sols se lessive facilement, ce lessivage survient aussi au niveau des éléments nutritifs. Donc, un suivi est obligatoire au potassium et au phosphore afin d'assurer un milieu de croissance équilibré. Le phosphore, particulièrement, se voit immobiliser par la présence d'oxydes de fer et d'aluminium dans le sol. Donc, de grandes quantités seront probablement de mise.

Les sables fins loameux de Massueville (MS1)

Ces sols, dont la pierrosité est nulle, sont profonds et mal à imparfaitement drainés. Ils occupent la périphérie des terrasses en forme d'îlots du delta d'estuaire de Lanoraie situé de part et d'autre de la rivière Richelieu entre Sorel et Sainte-Victoire. De plus, ils occupent aussi les cordons sableux longeant les rivières Yamaska et Salvail entre Saint-Jude et Yamaska. La forme de ses délimitations est généralement oblongue à étirée irrégulière et est à 50% recouvert d'un couvert forestier.

Le profil typique de cette série se caractérise en surface par une couche de matière organique acide de 6cm d'épaisseur. Habituellement, cette série est sous couvert forestier. Or, en milieu cultivé, la couche de surface est un sable fin loameux fortement acide, très foncé, amorphe et très friable. Celle-ci est épaisse de 30cm. Quant au sous-sol, il est dans la plupart des cas complètement cimenté. Toutefois, en certains autres endroits, celui-ci peut contraster et plutôt être de nature sableuse.

On peut inclure dans cette unité les sols de la série de Joseph et de Saint-Jude qui ont été définis précédemment. Ceux-ci ressemblent à celle de Massueville, à l'exception du sous-sol de la série de Joseph qui est moins acide et celui de la série de Saint-Jude qui l'est plus. La série de Joseph constitue les dépressions tandis que ceux de Saint-Jude se situent sur les monticules.

Dans les sols de cette unité, les processus de gleyification interviennent à une profondeur de 25 cm. Ce phénomène ne semble pas interférer sur la perméabilité qui est généralement rapide en dans tout le profil et parfois modérée dans le substratum. Quant au ruissellement de surface, il est lent. Lors des périodes de crues et de précipitations abondantes, la nappe se situe près de la surface. Lorsque ceux-ci ne sont pas drainés, la nappe persiste dans la zone de contrôle (120 cm) durant une bonne partie de la saison végétative.

Étant donné un mauvais drainage et un problème modéré de fertilité, la productivité des sols de la série de Massueville se trouve limitée. Or, aménagés convenablement, les rendements peuvent être améliorés jusqu'à un niveau moyen à assez élevé, et ce pour différentes cultures adaptées à la région (maïs grain, blé, orge, luzerne, etc.).

Les sols de la série de Massueville répondent habituellement bien au drainage souterrain toutefois, l'utilisation de filtres demeure essentielle étant donné la quantité de particules qui sont transportées dans l'eau. En outre, étant donné la quantité de fer importante, les types de filtre sont à choisir judicieusement afin de ne pas aggraver le phénomène de colmatage. De plus, un drainage superficiel ne ferait qu'améliorer le drainage en profondeur. Le drainage de surface semble primordial afin d'évacuer l'eau de surface qui a tendance à stagner. La mise à niveau du champ doit être faite obligatoirement, et de façon mécanique, afin de favoriser l'écoulement de surface et la répartition de la surface d'infiltration. Étant donné leur faible capacité de rétention d'eau, ces sols semblent être facilement en déficit hydrique lorsqu'ils sont drainés. Le drainage de surface demeure une alternative qui doit être évaluée en fonction de la rentabilité de la culture. Donc, l'agriculteur fait face à plusieurs

contraintes qu'il devra gérer face au système de drainage. Finalement, des pratiques culturales visant à conserver l'eau sont aussi à envisager par celui-ci.

Comme ce type de sols se lessive facilement, ce lessivage survient aussi au niveau des éléments nutritifs. Donc, un suivi est obligatoire au potassium et au phosphore afin d'assurer un milieu de croissance équilibré.

Unités pédologiques à l'étude

La description détaillée des cinq unités se retrouvant sur le lot problématique a été faite toutefois, l'échantillonnage n'aura été fait que sur trois d'entre eux. Les échantillons de sol auront été pris dans la série de Saint-Aimé et de Saint-Joseph tandis que les mesures de résistivité auront été faites dans la série de Saint-Aimé, de Saint-Joseph et de Saint-Jude.

APPENDICE C

FICHE D'ÉCHANTILLONNAGE

ÉCHANTILLONS

2003-05-28

M. Jacques Péloquin, Lot 24
Sainte-Victoire-de-Sorel, Qc

Série 1 (sol repère) :

1 Ap1	0 – 5 cm	
1 Ap2	5 – 10 cm	
1 Ap3	10 – 25 cm	
1 Ap4	25 – 30 cm	rouille
1 BCg	30 – 110 cm	glaise + rouille

Série 2 (à 300 du boisé) :

2 Ap1	0 – 5 cm
2 Ap2	5 – 10 cm
2 Ap3	10 – 25 cm
2 Bg	25 – 30 cm
2 Cg	30 – 110 cm

Série 3 (à 300 du boisé) :

3 Ap1	0 – 5 cm
3 Ap2	5 – 10 cm
3 Ap3	10 – 25 cm
3 Bg	25 – 30 cm
3 Cg	30 – 110 cm

APPENDICE D

CARTE D'ÉCHANTILLONNAGE

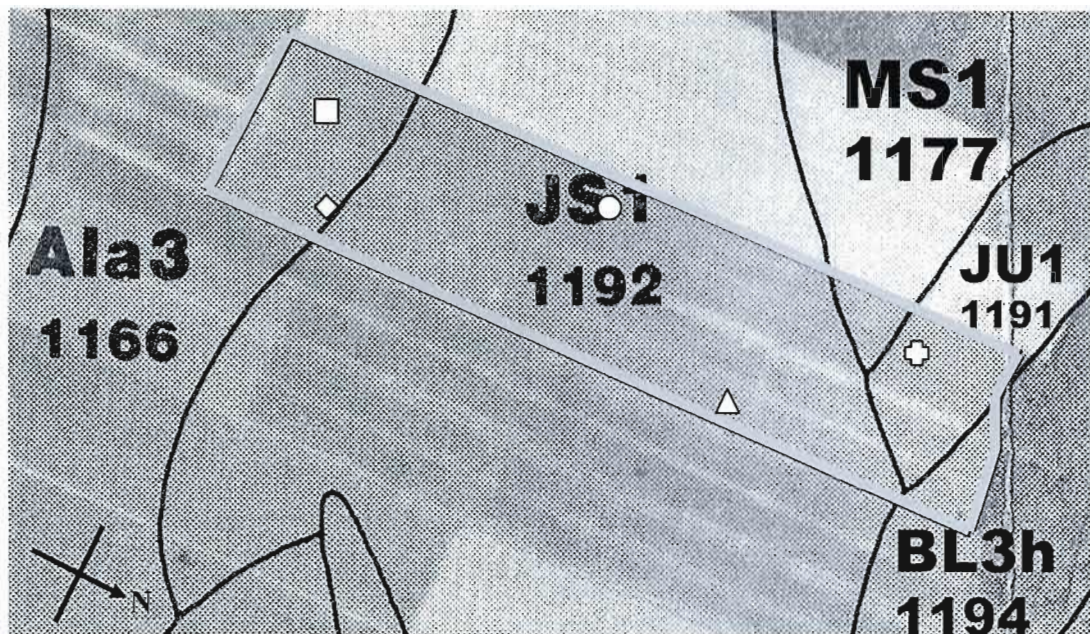


Légende :

- Site d'étude 1 (repère)
- Site d'étude 2 (à 300 mètres du boisé)
- △ Site d'étude 3 (à 150 mètres du boisé)

APPENDICE E

CARTE D'ÉCHANTILLONNAGE AU TERRAMÈTRE



Légende :

□ Site d'étude 1

◇ Site d'étude 2

○ Site d'étude 3

△ Site d'étude 4

⊕ Site d'étude 5

APPENDICE F

MÉTHODOLOGIE D'UTILISATION DU DIFFRACTOMÈTRE À RAYONS X

Les analyses faites au diffractomètre à rayons X font ressortir la minéralogie globale de l'échantillon ainsi que celle des particules fines inférieures à 63 microns.

Le diffractomètre à rayons X est un appareil qui permet, entre autre, d'étudier les propriétés cristallographiques des argiles. La loi de Bragg définit que chaque atome dans un cristal absorbe le rayonnement incident et réémet dans toutes les directions (diffusion des ondes). Sachant que dans un cristal les atomes se disposent sur plusieurs plans parallèles, on suppose qu'ils agissent comme « effet miroir » les uns sur les autres. On nomme ces associations : plans réticulaires, auxquels une distance d est associée. En envoyant un rayonnement X incident à l'intérieur de ces plans, l'effet de réflexion anguleuse risque de créer une onde constructive. Ainsi, la loi de Bragg évoque que si la différence de marche ABC entre 2 plans réticulaires espacés d'une distance d est égale au nombre entier de la longueur d'onde, nous aurons une interférence constructive. La différence de marche ABC est également égale à $2d \sin \theta$:

$$\begin{aligned}ABC &= 2d \sin \theta = \text{différence de marche} \\ABC &= n\lambda = \text{nombre entier de longueur d'onde} \\n\lambda &= 2d \sin \theta\end{aligned}$$

Ainsi, par leur grand pouvoir de pénétration, et par leur courte longueur d'onde qui est de l'ordre du rayon des atomes, les rayons X permettent d'étudier la géométrie du réseau cristallin. Les rayons X possèdent un pouvoir de résolution 10 000 fois supérieur à la lumière visible (Benson *et al.*, 1999).

Pour les études suivantes, l'utilisation du diffractomètre D5000 de Siemens avec un tube de cobalt donnant une émission $K\alpha$ de 1,78897 Angstrom. Connaissant la longueur d'onde du rayonnement

incident et sachant qu'il arrive en phase avec le cristal, et sachant aussi que le diffractomètre connaît également l'angle 2θ qu'il est en train de mesurer, la seule inconnue qui demeure est la distance d entre les plans réticulaires. Ceci correspond à une équation à une variable calculée par ordinateur. C'est par l'espace interfoliaire qu'on a pu dresser des clés d'identification des argiles.

Les échantillons doivent toutefois subir certaines préparations selon l'étude visée par la diffraction X : l'analyse minéralogique globale ou l'analyse particulière de la fraction fine (< 63 microns).

La minéralogie globale des échantillons s'obtient grâce à un broyage d'une petite quantité représentative de chacun d'eux qui est placée, par la suite, sur une plaquette et analysée au diffractomètre comme étant une poudre désorientée. Ensuite, des logiciels de diffraction tels que Diffrac Plus ou Diffrac AT identifient les minéraux présents dans chacun des échantillons. Ceci se fait en comparant les spectres obtenus avec les standards fournis par la banque de données PDF (Powder Diffraction Files) mise à jour en 1996 et 2001. Une analyse semi quantitative permet de connaître les proportions relatives de chacun des minéraux car l'intensité des réflexions est directement proportionnelle à la quantité des minéraux.

Quant à la caractérisation de la fraction fine, la méthodologie de préparation est légèrement plus complexe. Nous devons isoler la fraction fine par décantation progressive. Par convention, la fraction argileuse est celle qui se situe sous la barre des 2 microns (Chamley, 2000). Or, étant donné que les smectites sont concentrées dans cette fraction granulométrique (Thorez, 1998; Thorez, 2002), il serait biaisé d'analyser cette fraction en particulier. L'analyse ne serait pas représentative de tous les types d'argile, sachant que par exemple la chlorite se concentre à des fractions granulométriques légèrement plus élevées. Weaver (1989) a donc créé, en réponse à cette problématique, un nouveau terme regroupant tous les types d'argile minéralogique: physils. Ce terme englobe les particules de moins de 16 microns, valeur représentative de l'ensemble des types d'argile.

Afin d'isoler la fraction physils de notre échantillon, une procédure détaillée a été développée. L'analyse granulométrique visant la détermination des proportions de la fraction fine débute avec une masse de 10 grammes de chacun des échantillons. Ceux-ci doivent préalablement être tamisés à l'aide d'un tamis de 63 microns afin d'y enlever la fraction grossière. Les sédiments sont donc placés dans un bécher et mélangés à 300 millilitres d'eau distillée. On place ensuite les béchers sur une plaque magnétique et à l'aide d'une aimant placée dans la solution, on agite la solution pendant environ 20 minutes afin de permettre la suspension de toute la fraction fine. La solution est par la suite transvidée

à travers le filtre synthétique de 63 microns placé au-dessus d'une erlenmeyer de 500 ml. Celle-ci récupère la solution contenant les particules plus fines que 63 microns. Ce qui ne passe pas le filtre, de plus de 63 microns, est transféré dans un bécher puis pesé après un chauffage de 48 heures à 35°C. Le succès de cette manœuvre est directement lié à la clarté de la solution baignant au-dessus des sédiments de plus de 63 microns. En connaissant la masse mise au départ et celle de la fraction grossière séchée, on peut connaître celle de la fraction de moins de 63 microns.

Subséquentement, la fraction inférieure à 63 microns est transférée de l'erlenmeyer à un bécher de 250 millilitres en vue de la séparation de la fraction inférieure à 16 microns. Contrairement à la fraction de 2 microns et moins, les particules de 16 microns mettent moins de temps à décanter, selon la loi de Stokes. Donc, le temps de décantation sera de 20 minutes (tableau 1). Suite à ce laps de temps, la fraction de 16 microns et moins se trouve concentrée dans les 2 premiers centimètres du bécher. On siphonne donc les 2 premiers centimètres à la surface que l'on transfère dans un autre petit bécher. On répète la procédure jusqu'à ce que la solution de surface soit limpide. Ceci implique habituellement au moins trois siphonages. La limpidité de la solution de surface est inversement proportionnelle à la quantité de particules de moins de 16 microns y baignant. Finalement, on peut produire les lames orientées qui passeront au diffractomètre. Suite à la formation des lames orientées, les échantillons doivent tous être séchés au four à une température de 35°C pendant 48 heures, puis pesés ensuite.

Pour identifier les minéraux argileux à l'aide des lames orientées, il est essentiel de favoriser la réflexion (001). Sachant que les argiles sont des phyllosilicates microgrenus (Foucault & Raoult, 2000), l'obtention de réflexions (001) à intensité maximale, il est nécessaire d'orienter les particules horizontalement, soit couchées. Grâce à une pipette qu'on utilise pour échantillonner la solution contenant les particules de moins de 16 microns encore en suspension, on dépose la solution sur une lame de verre. On doit ensuite laisser décanter le tout à l'air libre durant 24 heures. Ainsi, on favorise le dépôt en parallèle avec le support des plans a-b des particules, et perpendiculairement de l'axe cristallographique (c).

Les lames seront ensuite introduites dans le diffractomètre. Chacune des lames subira trois passages distincts à l'intérieur du diffractomètre :

- La lame est d'abord passée dans le diffractomètre entre l'intervalle 2° et 30° 2θ à l'état naturel (N), sans traitement, après séchage à l'air libre.

- La lame est ensuite passée sous vide avec une solution d'éthylène glycol (EG) pour une période de 24 heures. Ce traitement affecte les argiles gonflantes (tableau 2). Lors du passage au diffractomètre (entre 2° et $23^\circ 2\theta$), on ne doit pas mettre plus de 5 échantillons à la fois (maximum) dans le passeur automatique, car la chaleur ambiante fait évaporer l'éthylène glycol.
- Les lames sont ensuite chauffées (H) à 500°C durant 4 heures. Elles sont ensuite passées dans le diffractomètre entre l'intervalle 2° et $15^\circ 2\theta$.

Finalement, il découle de cette procédure complexe des données semi quantitatives de la quantité des minéraux retrouvée dans l'échantillon. Ces données sont proportionnelles à l'intensité des pics d'intensité de chacun des minéraux.

Tableau F-1. Temps de stabilisation de la sédimentation gravitaire des particules à 20°C (Jackson, 1969)

Diamètre des particules (μm)	H.	Min.	Sec.
50			22
20		2	20
5		37	30
2	3	50	

Les données résultent d'une distance de sédimentation de 5 cm et d'une densité particulaire de $2,65 \text{ Mg m}^{-3}$

Tableau F-2. Comportement des différents phyllosilicates lors des tests de gonflement permettant leur identification par la diffraction des rayons X (Rautureau *et al.*, 2004)

Distance initiale entre feuillets	Après chauffage à 550°C		Action du glycérol		Action du KCl	
	Réaction	Diagnostic	Réaction	Diagnostic	Réaction	Diagnostic
7 Å	Disparition	Kaolinite	Inchangée	Kaolinite	Inchangée	Kaolinite
	Raie	Antigorite	-	Antigorite	-	Antigorite
10 Å	Inchangée	Micas	Inchangée	Micas	Inchangée	Micas
	7 Å	Palygorskite Halloysite	-	Palygorskite -	-	Palygorskite -
12 Å	Inchangée	Sépiolite	Inchangée	Sépiolite	Inchangée	Sépiolite
	10 Å	Smectites	17,5 Å	Smectites	-	Smectites
14 Å	10 Å	Smectites	17,5 Å	Smectites	12,5 Å	Smectites
	10 Å	Vermiculites	-	Vermiculites	10,5 Å	Vermiculites
	14 Å	Chlorites	14 Å	Chlorites	14 Å	Chlorites
	Intensité renforcée	Pseudo-chlorites	17,5 Å	Pseudo-chlorites	-	Pseudo-chlorites

APPENDICE G

MÉTHODOLOGIE D'UTILISATION DU MICROSCOPE ÉLECTRONIQUE À BALAYAGE

Les analyses faites au microscope électronique à balayage font ressortir la géométrie des particules des différents échantillons. Pour cela, on traite légèrement les particules afin de les regrouper selon différentes classes granulométriques.

Afin de faciliter l'analyse, on crée quatre classes granulométriques propices à une investigation détaillée et précise. Premièrement, par tamisage, on décortique la fraction sableuse afin de savoir s'il existe des différences au niveau de la forme des particules d'une fraction à l'autre. On isole quatre classes granulométriques distinctes approuvées par les systèmes de classification canadien et américain. À l'aide d'un tamis ASTM au numéro de mailles 35, la fraction de sable grossier et très grossier se situant entre 0,5 et 2 millimètres est isolée. Par la suite, le tamis #60 permet d'isoler la fraction de sable moyen se situant entre 0,25 et 0,5 millimètres. Grâce au tamis #140, la fraction de sable fin correspondant à l'intervalle de 0,106 à 0,25 millimètres est séparée. Finalement, la fraction de sable très fin, de 0,053 à 0,106 millimètres, est isolée par le tamis de #270.

De plus, afin d'économiser un surplus d'analyses au MEB, on regroupe certains horizons similaires. Les horizons Ap1 et Ap2 sont regroupés ainsi que les horizons Ap3 et Ap4. L'horizon BCg demeure isolé étant donné la possibilité qu'il soit de nature différente. De plus, ce ne sont pas tous les sites d'échantillonnage qui seront caractérisés au MEB. Nous avons choisis d'y envoyer les échantillons du site d'étude 1, le site de référence, et les échantillons du site d'étude 3, celui qui est le plus loin de la transition entre les deux séries de sol. Suite à ces subdivisions, on obtient quatre sous-groupes granulométriques de la fraction sableuse totale pour trois types d'horizons distincts à deux sites d'étude différents. Donc, 24 échantillons prêts pour le traitement précédant le MEB.

La procédure oblige ensuite le passage de ces échantillons au séparateur à ultrasons afin de bien séparer chacune des particules pouvant être agglomérées les unes aux autres. On ajoute environ 200

millilitres d'eau distillée aux échantillons. Par la suite, on plonge l'électrode à mi-distance dans la solution d'un des échantillons. Il faut prendre précaution de ne pas plonger l'électrode trop près des sédiments afin d'optimiser l'action des ultrasons sur les particules. Après trois répétitions de deux ou trois minutes chacune, où l'on a à chaque fois rafraîchi la solution, l'échantillon ne devrait plus contenir d'agglomérations de particules. Les échantillons sont ensuite placés au four à 65°C pendant 48 heures afin de permettre l'évaporation complète de l'eau contenue dans leurs pores. Ceux-ci sont maintenant prêts à passer sous le microscope électronique à balayage.

La méthodologie reliée au microscope électronique à balayage provient du site web de Raymond Mineau (2004) du Laboratoire de Micromanipulations, de microanalyses et de cryo-observations (LAMIC).

Premièrement, le type de microscope électronique à balayage est un Toshiba S-2300. Cet appareil est utilisé pour fournir rapidement des informations sur la morphologie et la composition chimique d'un objet solide. Il est muni d'une cathode de tungstène et doté d'une chambre d'analyse sous vide permettant l'observation d'échantillons secs, propres et conducteurs.

Généralement la préparation des échantillons se limite à la préparation de leur surface. La surface analysable est de 16 cm² (4x4) et l'épaisseur de l'échantillon ne doit pas dépasser un cm. La majorité des techniques d'analyse par microscopie électronique à balayage nécessite un échantillon propre et recouvert d'une fine pellicule conductrice d'or, ou d'alliage d'or et platine ou de carbone afin d'améliorer la conductivité de minéraux peu ou pas conducteurs (figure 1). Le recouvrement d'or peut être utilisé pour l'analyse des éléments métalliques non précieux. Il absorbe cependant les éléments légers ($Z < 11$), ajoute des pics au spectre (Au) et augmente la dispersion du faisceau primaire sur l'échantillon. Il faut en tenir compte lors des analyses spectrales et généralement il n'est pas recommandé pour les analyses de composition par rayons X.

Le principe du MEB est d'envoyer un faisceau d'électrons primaires sur la surface de l'échantillon à l'aide d'un canon à électrons et d'analyser les émissions qui en résultent grâce à des détecteurs et des écrans cathodiques.

Il existe trois types distincts d'émissions résultant de l'émission d'un faisceau d'électrons primaires à la surface d'un objet :

- Les électrons secondaires sont produits par l'effet de répulsion des électrons primaires sur les électrons des couches électroniques des atomes composant l'échantillon analysé. La détection d'électrons secondaires permet d'analyser la topographie de l'échantillon.
- Les électrons rétro-diffusés sont des électrons primaires qui ont réagi de façon élastique avec des noyaux d'atomes de l'échantillon. Ils sont dispersés dans toutes les directions avec une faible perte d'énergie. Ils sont détectés lorsqu'ils ressortent de l'échantillon et indiquent la densité des phases minérales présentes, permettant la visualisation de minéraux sur un échantillon poli, notamment pour ceux ayant un numéro atomique élevé.
- Quant aux rayons X, lorsqu'un électron, provenant de l'interaction entre le faisceau primaire et l'échantillon est éjecté d'une couche atomique interne, l'atome est destabilisé. L'atome libère de l'énergie en remplaçant l'électron éjecté par un électron d'une couche externe. La quantité d'énergie libérée pour passer d'une couche externe à une couche interne se fait sous forme d'un rayon X caractéristique de chaque élément en cause.

Le canon à électrons est un cylindre fermé hermétiquement, d'une dizaine de centimètres de diamètre, placé au-dessus de la chambre d'analyse. L'ensemble est sous vide lors de l'utilisation. Il est muni d'un système de lentilles électromagnétiques servant à condenser les électrons vers l'échantillon placé au centre de la chambre d'analyse. Les électrons primaires sont accélérés vers la base de la colonne (anode) par une tension à un filament de tungstène variant de 0 à 25 kV. La tension de 20 kV est généralement utilisée pour l'ensemble des analyses en géologie. Cette tension satisfait à la fois le degré de résolution de l'image et la profondeur de pénétration des électrons primaires (efficacité de l'excitation) pour la détection par rayons X de la majorité des éléments chimiques. Le tout se fait dans un système à vide, de l'ordre de 5×10^{-5} Torr. Ce vide est acceptable pour un système utilisant un filament de tungstène comme émetteur d'électrons.

L'appareil S-2300 possède deux systèmes de lentilles électromagnétiques servant à faire converger les électrons primaires vers la chambre d'analyse. Elles peuvent provoquer quatre aberrations différentes sur le faisceau: l'aberration sphérique, l'aberration chromatique, l'aberration de diffraction et l'astigmatisme. Ce dernier est corrigé, du moins partiellement par le contrôleur d'astigmatisme situé sur la console. Les trois autres défauts sont atténués en réduisant la distance focale au minimum, sans toutefois soumettre l'échantillon au champ magnétique des lentilles.

Quant au détecteur d'électrons secondaires de type E-T, il est composé principalement d'une cage de Faraday, d'un scintillateur et d'un photomultiplicateur. Le détecteur est muni d'un lecteur à faible énergie, détectant les signaux plus faibles que 50 eV. La cage de Faraday avec son potentiel positif unidirectionnel attire vers elle les électrons secondaires émis dans toutes les directions. Elle permet aussi d'éviter l'attraction des électrons primaires (faisceau incident). Cette attraction n'est pas suffisamment élevée pour dévier de leur trajectoire les électrons primaires et rétro-diffusés ayant des énergies supérieures à 50 eV. Le scintillateur et le photomultiplicateur amplifient le signal lumineux sans introduire un bruit de fond significatif. Ce signal est alors utilisé pour former l'image sur l'écran cathodique du microscope.

Le détecteur à d'électrons rétro-diffusés est formé d'un anneau semi-conducteur situé à la base de la lentille électromagnétique finale. Lorsque les électrons rétro-diffusés frappent la surface du semi-conducteur, une ségrégation ionique s'y produit. La présence d'un champ électrique interne est assurée par une diode de silicone située dans le semi-conducteur. Elle permet l'attraction de la charge négative à un pôle du semi-conducteur et de la charge positive à l'autre pôle. Ce courant électrique est mesuré et amplifié, puis transmis à l'écran. Le détecteur doit être placé le plus près possible de l'échantillon de façon à assurer une détection efficace. La sensibilité du détecteur permet la détection d'électrons d'énergie supérieure à 50 eV.

Le détecteur de rayons X utilisé se présente sous la forme d'un petit tube recourbé de 30 degrés d'angle à son extrémité et contenant un semi-conducteur constitué d'un cristal de silicone et lithium appelé "SiLi". Ce détecteur absorbe les rayons X émis dans sa direction ce qui provoque la libération d'électrons dans le semi-conducteur. Les rayons X possèdent une énergie plusieurs fois supérieure à l'énergie de liaison entre les électrons et le noyau d'un atome du cristal de "SiLi". Chaque rayon X réagit donc plusieurs fois avec les atomes du cristal semi-conducteur avant d'avoir dissipé toute son énergie. La libération de charges négatives entraîne la formation d'ions positifs (charges positives). Le principe de la détection revient donc à mesurer le nombre de charges créées dans le cristal durant l'absorption des rayons X. Une certaine tension est appliquée au cristal, de façon à attirer les charges positives et négatives vers un des deux pôles du cristal, formant ainsi un faible courant électrique. Pour un temps donné, la sommation du courant mesuré est directement proportionnelle à l'énergie des rayons X absorbés.

De cette méthodologie, nous avons pu obtenir différents types d'informations. Nous avons obtenu des cartes de rayons X montrant la concentration de différents éléments communs aux sols du Québec sur les photos des particules observées. De plus, nous avons obtenu des données structurales pour

chacune des particules ainsi que des photos grossies de l'allure des particules. En combinant les données structurales aux cartes de concentration en éléments, nous pouvions savoir s'il existait certaines tendances minéralogiquement isolées.

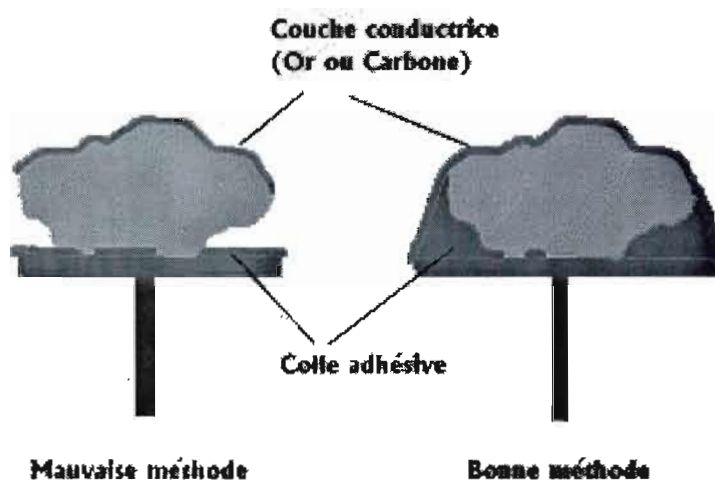


Figure G-1. Préparation d'un échantillon non-conducteur afin d'éliminer l'effet de charge (Mineau, 2004)

APPENDICE H

MÉTHODOLOGIE D'UTILISATION DU TERRAMÈTRE

Les mesures de terrain prises à l'aide du terramètre font ressortir les changements dans le régime hydrique des portions de lot de terre à l'étude. Suite à nos premières constatations, le propriétaire du lot de terre, monsieur Jacques Péloquin, décida au printemps 2004 de modifier son système de drainage. Suite à cette manœuvre, nous sommes allés prendre quelques mesures de résistivité un peu partout dans le champ afin de corréliser les valeurs obtenues à un niveau de saturation interstitielle.

Le terramètre SAS 1000 est un appareil servant à mesurer la résistivité électrique d'un sol ou d'une roche. Habituellement, l'appareil est utilisé en prospection minière afin de déceler les contacts entre différentes unités lithologiques. Or, dans le cas présent, il sert plutôt à déceler les variations de saturation en eau dans le sol. Les analyses suivantes sont semi quantitatives et servent surtout à déterminer la quantité d'eau en surface et sa saturation progression en profondeur.

L'appareil a peu été utilisé dans le domaine des sols étant donné la grande conductivité de l'eau. À l'instar de l'énergie thermique, l'eau conduit beaucoup plus l'électricité que l'air. Ainsi, la conductivité d'un sol poreux sera régit par le fluide remplissant les pores. Si l'échantillon présente une porosité efficace élevée, le principe sera le même que pour l'électricité. La conductivité du sol est augmentée lorsqu'il y a possibilité au courant de circuler à travers un fluide d'un pore à l'autre. Astier (1971) a créé une charte de résistivité (en ohm·m) permettant de différencier certaines granulométries de sédiments saturés ou non en eau, salines ou pas. Donc, grâce à cette charte, il est possible de connaître la progression de la saturation en eau en profondeur.

La résistance R mesure l'opposition au passage d'un courant électrique, et peut permettre de caractériser un matériau. La loi d'Ohm stipule que la résistance électrique est donnée par le quotient du potentiel V appliqué aux bornes d'un matériau par le courant I qui circule, soit

$$R = U / I \text{ (}\Omega\text{m)}$$

Le terramètre SAS 1000 nous permet de mettre en application cette loi. L'appareil est muni de deux paires d'électrodes, une paire qui émet le courant à l'extrémité de la zone à mesurer et une autre paire qui mesure l'intensité près de la source d'émission. Afin de caractériser la progression de la quantité d'eau en profondeur, la technique de sondage utilisée est celle de Schlumberger. Cette méthode consiste à éloigner les électrodes de courant progressivement tout en conservant les électrodes de mesure d'intensité au même endroit. Cette technique est celle qui permet le mieux l'investigation de la résistivité en profondeur de façon ponctuelle. Il est donc facile ensuite de corréler les valeurs obtenues aux fluctuations de saturation en eau.

Les deux électrodes permettant l'émission de courant sont identifiées comme étant A et B. Tandis que les électrodes mesurant le potentiel près de la mi-distance AB s'identifie plutôt comme M et N (figure 1).

Donc, sur le terrain, on se doit premièrement de trouver les sites d'analyse. Ensuite, à partir d'un point central, on détermine les distances où l'on placera nos différentes électrodes. Habituellement, les électrodes M et N se situe au minimum à un mètre de distance l'une de l'autre. Donc, l'équivaut à 0,5 m. au minimum. On suggère aussi de conserver un ratio minimum de 1,5 entre L et 2l. Au maximum, ce ratio pourra se gonfler jusqu'à 50. De plus, la profondeur d'investigation correspondra à un huitième de AB.

Les avantages de la technique de Schlumberger est de pouvoir déplacer les électrodes A et B sans bouger les électrodes M et N. On sauve ainsi beaucoup de temps. L'investigation se fera donc au demi-mètre jusqu'à ce qu'on atteigne 3 mètres de profondeur. Nous compléterons l'investigation au mètre jusqu'à une profondeur de 5 mètres. Pour cela, nos électrodes M et N seront placés à 0,5 m. de chaque côté du point central de mesure. Ainsi, on débutera l'investigation en positionnant les électrodes A et B à 2 m. de chaque côté du point central. Ainsi, on respecte le ratio minimal de 4 entre les distances AB et MN. Ayant une distance de 4 m. entre A et B, on investigue à une profondeur approximative de 0,5 m. En déplaçant ensuite nos électrodes A et B de façon à conserver un ratio AB/MN inférieur à 50, il nous est possible d'investiguer afin d'atteindre des profondeurs de 1, 1,5, 2, 2,5, 3, 4 et 5 mètres. Ces profondeurs ont été déterminées arbitrairement lors de l'échantillonnage des horizons de sols. Nous avons déterminés qu'à 3 mètres de profondeur, la nappe était certainement atteinte et que les mesures suivantes ne servaient qu'à confirmer une certaine uniformité.

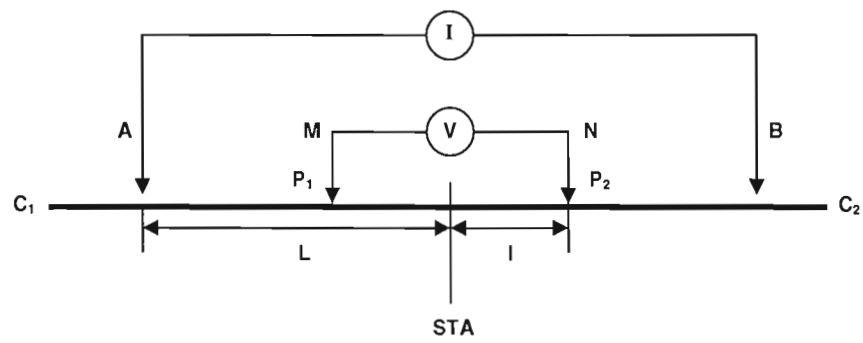


Figure H-1. Configuration des électrodes selon le système de Schlumberger (Giroux, 2001)

APPENDICE I

DONNÉES QUOTIDIENNES CLIMATIQUES POUR MAI 2003

Rapport de données quotidiennes pour mai 2003											
J o u r	Temp. max. °C	Temp. min. °C	Temp. moy. °C	DJC C	DJR C	Pluie tot mm	Neige tot cm	Précip. tot mm	Neige au sol cm	Dir. raf. max. 10's Deg	Vit. raf. max. km/h
11	20,5	6,0	13,3	4,7	0,0	17,2	0,0	17,2	0		
12	14,0	11,0	12,5	5,5	0,0	10,3	0,0	10,3	0		
13	11,5	7,0	9,3	8,7	0,0	5,8	0,0	5,8	0		
14	16,0	6,0	11,0	7,0	0,0	2,0	0,0	2,0	0		
15	19,0	9,5	14,3	3,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0		
16	20,5	8,5	14,5	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0		
17	22,0	7,0	14,5	3,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0		
18	25,0	7,5	16,3	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0		
19	28,5	10,0	19,3	0,0	1,3	0,0	0,0	0,0	0		
20	28,0	12,0	20,0	0,0	2,0	3,7	0,0	3,7	0		
21	18,0	8,0	13,0	5,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0		
22	18,0	6,5	12,3	5,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0		
É	17,0	9,5	13,3	4,7	0,0	T	0,0	T	0		
24	14,0	9,0	11,5	6,5	0,0	16,2	0,0	16,2	0		
25	15,0	10,0	12,5	5,5	0,0	4,9	0,0	4,9	0		
26	17,5	11,5	14,5	3,5	0,0	7,0	0,0	7,0	0		
27	21,0	12,0	16,5	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0		
28	22,5	9,0	15,8	2,2	0,0	1,2	0,0	1,2	0		
29	20,0	13,0	16,5	1,5	0,0	6,4	0,0	6,4	0		
30	19,5	13,0	16,3	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0		
31	21,0	9,5	15,3	2,7	0,0	5,0	0,0	5,0	0		
Somme				152,3	3,3	118,5	0,0	118,5			
Moy.	18,4	8,0	13,2								
Ext.	28,5	2,0									

Source : http://www.climat.meteo.ec.gc.ca/climateData/dailydata_f.html

APPENDICE J

RÉFÉRENCES SUPPLÉMENTAIRES

Monographies

Benson, Harris. 1999. *Ondes, optique et physique moderne*. Trad. de la version américaine par Dominique Amrouni. Adapt. française par Marc Séguin. 2e éd. Paris (France) : De Boeck Université.

Buchan, G. D. 2001. «Soil temperature regime». In *Soil and environmental analysis: Physical methods*, K. A. Smith et C. E. Mullins (co-éd.), p. 539-594. New-York (NY): Marcel Dekker.

Chamayou, H. et J.-P. Legros. 1989. *Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol*. Coll. «Techniques vivantes». Paris (France) : Presses universitaires de France.

Chamley, Hervé. 2000. *Les bases de sédimentologie*. Sous la direction de Jean Aubouin. 2e éd. Paris (France) : Dunod.

Foucault, Alain et Jean-François Raoult. 2000. *Dictionnaire de géologie*. 5e éd. Coll. «Masson sciences». Paris (France) : Dunod.

Gervreau, Éric. 1998. *Géotechnique : Mécanique des sols - exercices résolus*. Coll. «Support IUT». Paris (France) : Gaëtan Morin.

Gliński, Jan et Jerzy Lipiec. 1990. *Soil physical conditions and plant roots*. Boca Raton (Flo.) : CRC Press.

Gobat, Jean-Michel, Michel Aragno et Willy Matthey. 1998. *Le sol vivant : Bases de pédologie, biologie des sols*. Coll. «Gérer l'environnement», no 14. Lausanne (Sui.) : Les presses polytechniques et universitaires.

Hodgman, C. D., R. C. Weast et S. M. Shelby (éd.). 1959. *Handbook of chemistry and physics*. 41e éd. Cleveland (OH): Chemical Rubber Publishing Corporation.

Horton, R. 2002. «Soil thermal diffusivity». In *Methods of soil analysis pt 4: Physical methods*, Jacob H. Dane et G. Clarke Topp (co-éd.), p. 1227-1252. Madison (Wis): Soil Science Society of America.

Jackson, Marion LeRoy, 1969. *Soil chemical analysis : Advanced course*. 2e éd. Madison (Wis) : Publié par l'auteur.

Lamontagne, Luc et Michel C. Nolin. 1998. *Cadre pédologique de référence pour la corrélation des sols*. Coll. «Bulletins d'extension - Centre de recherche et développement sur les sols et les grandes cultures», no 7. Sainte-Foy (Qué.) : Agriculture et Agroalimentaire Canada.

Lamontagne, Luc et Michel C. Nolin. 1997. *Dossier des noms de sols du Québec 1997 : SISCan (système d'information des sols au Canada)*. Coll. «Bulletins d'extension - Centre de recherche et développement sur les sols et les grandes cultures», no 8. Sainte-Foy (Qué.) : Agriculture et Agroalimentaire Canada.

Mathieu, C. et Pieltain, F. 1998. *Analyse physique des sols : Méthodes choisies*. Paris (France) : Technique & Documentation.

McInnes, K. J. 2002. «Soil heat». In *Methods of soil analysis pt 4: Physical methods*, Jacob H. Dane et G. Clarke Topp (co-éd.), p. 1183-1199. Madison (Wis): Soil Science Society of America.

Weaver, C. E. 1989. *Clays, muds and shales*. 44e éd. Coll. «Developments in sedimentology». Amsterdam (P.B.) : Elsevier.

Zaffran, Jacques. 1998. *Initiation à la biologie végétale*. Coll. «Sciences de la vie et de la terre». Paris (France) : Ellipses.

Périodiques

Abu-Hamdeh, N. H. 2000. «Effect of tillage treatments on soil thermal conductivity for some Jordanian clay loam and loam soils». *Soil and Tillage Research*, vol. 56, no 3-4, p. 145-151.

Abu-Hamdeh, N. H. 2001. «Measurement of the thermal conductivity of sandy loam and clay loam soils using single and dual probes». *Journal of Agriculture Engineering Research*, vol. 80, no 2, p. 209-216.

Burger, H. C. 1915. «Das leitvermögen verdünnter mischkristallfreier Lösungen». *Phys. Zs.*, vol. 20, p. 73-76.

Burrows, W. C. et W. E. Larson. 1962. «Effect of amount of mulch on soil temperature and early growth of corn». *Agronomy Journal*, vol. 54, p. 19-23.

Campbell, G. S., J. D. Jungbauer, W. R. Bidlake et R. D. Hungerford. 1994. «Predicting the effect of temperature on soil thermal conductivity». *Soil Science*, vol. 158, p. 307-313.

De Bruyn, D. et J.-F. Thimus. 1996. «The influence of temperature on mechanical characteristics of Boom clay : The results of an initial laboratory programme». *Engineering Geology*, vol. 41, no 1-4, p. 117-126.

Doering, E. V. 1965. «Soil water diffusivity by one-step method». *Soil Science*, vol. 99, p. 322-326.

- Franzluebbers, A. J., F. M. Hons et D. A. Zuberer. 1995. «Tillage-induced seasonal changes in soil physical properties affecting soil CO₂ evolution under intensive cropping». *Soil and Tillage Research*, vol. 34, no 1, p. 41-60.
- Gardner, W. R. 1959. «Diffusivity of soil water during sorption as affected by temperature». *Soil Science Society of America Proceedings*, vol. 23, p. 406-407.
- Hatfield, J. L., R. R. Allmaras, G. W. Rehm et B. Lowery. 1998. «Ridge tillage for corn and soybean production: environmental quality impacts». *Soil and Tillage Research*, vol. 48, no 3, p. 145-154.
- Hayhoe, H. N., L. M. Dwyer, D. W. Stewart, R. P. White et J. L. B. Culley. 1996. «Tillage, hybrid and thermal factors in corn establishment in cool soils». *Soil and Tillage Research*, vol. 40, no 1-2, p. 39-54.
- Hopmans, J. W. et J. H. Dane. 1986. «Thermal conductivity of two porous media as a function of water content, temperature and density». *Soil Science*, vol. 142, p. 187-195.
- Hussain, I., K. R. Olson et S. A. Ebelhar. 1999. «Impacts of tillage and no-till on production of maize and soybean on an eroded Illinois silt loam soil». *Soil and Tillage Research*, vol. 52, no 1-2, p. 37-49.
- Patterson, R., D. L. Grunes et D. J. Lathwell. 1972. «Influence of root-zone temperature and P supply on total and inorganic P, free sugars, aconitane, and soluble amino N in corn». *Crop Science*, vol. 12, p. 227.
- Radke, J. K. 1982. «Managing early season soil temperatures in the Northern Corn Belt using configured soil surfaces and mulches». *Soil Science Society of America Journal*, vol. 46, no 2, p. 1067-1071.
- Rahi, G. S. et R. D. Jensen. 1975. «Effect of temperature on soil-water diffusivity». *Geoderma*, vol. 14, no 2, p. 115-124.
- Wang, D., M. C. Shannon, C. M. Grieve et S. R. Yates. 2000. «Soil water and temperature regimes in drip and sprinkler irrigation, and implications to soybean emergence». *Agriculture Water Management*, vol. 43, no 1, p. 15-28.
- Yoon, G. L. et J. B. Park. 2001. «Sensitivity of leachate and fine contents on electrical resistivity variations of sandy soils». *Journal of Hazardous Materials*, vol. B84, p. 147-161.

Actes de colloque

- Thorez, Jacques. 1998. *Différenciation minéralogique et génétique, par DRX, de smectites post-saturées aux Li et K*. Résumé de la Réunion spécialisée ASF-SGF «Argiles : Sédimentologie, diagenèse, environnement». Lille (France).

Thorez, Jacques. 2002. *Cation-saturated swelling physils : An XRD revisitation*. Programme de la 1^{re} Conférence latino-américaine des argiles, Funchae (Madeira). Laboratoire de la géologie des argiles, Université de Liège (Belgique).

Sites internet

Environnement Canada. *Normales climatiques au Canada 1971-2000: Station de Sorel* (en ligne). Disponible sur : http://www.climat.meteo.ec.gc.ca/climate_normals/results_f.html?Province=ALL&StationName=sorel&SearchType=BeginsWith&LocateBy=Province&Proximity=25&ProximityFrom=City&StationNumber=&IDType=MSC&CityName=&ParkName=&LatitudeDegrees=&LatitudeMinutes=&LongitudeDegrees=&LongitudeMinutes=&NormalsClass=A&SelNormals=&StnId=5532&&autofwd=1&pageid=2&lang=FRE.

Environnement Canada. *Rapport de données quotidiennes pour mai 2003: Station de Sorel* (en ligne). Disponible sur : http://www.climat.meteo.ec.gc.ca/climateData/dailydata_f.html?timeframe=2&Prov=CA&StationID=5532&Year=2003&Month=5&Day=19.

Food and Agriculture Organization of the United Nations. *World agricultural information centre* (en ligne). Disponible sur : <http://www.fao.org/>.

Giroux, Bernard. *Les méthodes électriques de prospection* (en ligne). Disponible sur : <http://www.cours.polymtl.ca/g1q3202/Electrique/node2.html>.

GSF - Forschungszentrum für Umwelt und Gesundheit. *SIMULAT : Transport of water, solutes and heat in soils* (en ligne). Disponible sur : http://www.wiz.uni-kassel.de/model_db/mdb/ufis/gle324.html.

Office québécois de la langue française. *Grand dictionnaire terminologique* (en ligne). Disponible sur : http://www.granddictionnaire.com/btml/fra/r_motclef/index1024_1.asp.

Pedosphere.com. *Canadian bulk density calculator* (en ligne). Disponible sur : <http://www.pedosphere.com/resources/bulkdensity/worktable.cfm>.

Pedosphere.com. *Canadian texture triangle* (en ligne). Disponible sur : <http://www.pedosphere.com/resources/bulkdensity/triangle.cfm>.

Process Associates of America. *Heat capacity conversion factors* (en ligne). Disponible sur : http://www.processassociates.com/process/convert/cf_cpx.htm.

Process Associates of America. *Heat capacity conversion factors* (en ligne). Disponible sur : http://www.processassociates.com/process/convert/cf_cpx.htm.

Québec Municipal. *Municipalité de paroisse 53025 : Sainte-Victoire-de-Sorel* (en ligne). Disponible sur : <http://www.quebecmunicipal.qc.ca/Repertoires/template.asp?org=857&table=vitrine&type=Municipalite&zone=53025>.

Science Direct. *Journals catalog* (en ligne). Disponible sur : <http://www.sciencedirect.com/>.

Statistique Canada. *Fichiers des limites des divisions de recensement : Écoumène agricole* (en ligne). Disponible sur : http://www.statcan.ca/francais/agcensus2001/index_f.htm.

The Library of Congress. *Library of Congress online catalog* (en ligne). Disponible sur : <http://catalog.loc.gov/>.

Université de Montréal. *Bibliothèque : Catalogue Atrium* (en ligne). Disponible sur : <http://www-atrium.bib.umontreal.ca:8000/>.

Université du Québec à Montréal. *Bibliothèque : Catalogue Manitou* (en ligne). Disponible sur : <http://www.manitou.uqam.ca>.

Université Laval. *Bibliothèque : Catalogue Ariane* (en ligne). Disponible sur : http://ariane.ulaval.ca/web2/tramp2.exe/log_in?setting_key=french.

Université McGill. *Bibliothèque : Catalogue MUSE* (en ligne). Disponible sur : <http://muse.mcgill.ca>.

Conférences électroniques

Williams, G. P. et L. W. Gold. *Digeste de la construction au Canada: Les températures du sol*. Février 1977, Canada (en ligne). Canada: Conseil national de recherches Canada, 2003. Disponible sur : <http://irc.nrc-cnrc.gc.ca/cbd/cbd180f.html>.

Fuhrer, Oliver. *Inverse heat conduction in soils: A new approach towards recovering soil moisture from temperature records*. Mars 2000, Zurich (en ligne). Zurich : Département de physique de l'ETH de Zurich, 2000. Disponible sur : <http://iacweb.ethz.ch/staff/fuhrer/publ/dipl/>.